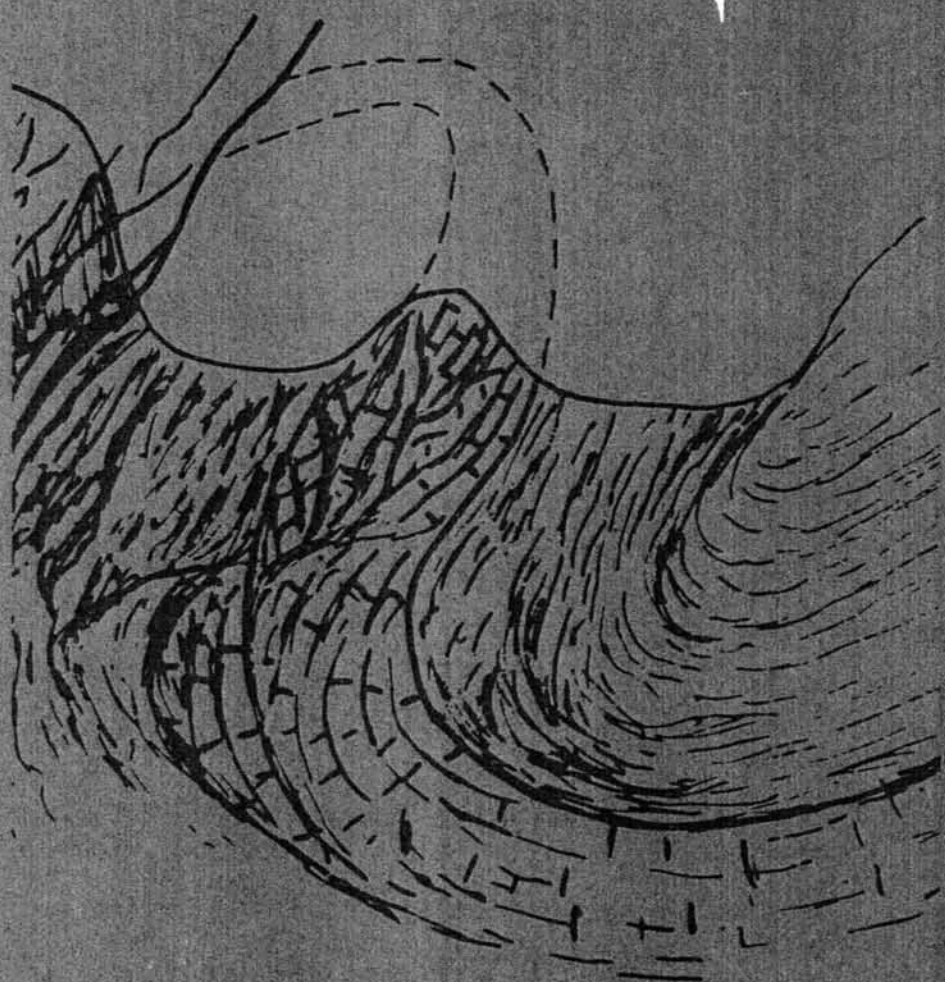


В. Н. РАЗУМОВА

ДРЕВНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИДРО- ТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. Н. РАЗУМОВА

ДРЕВНИЕ КОРЫ
ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ
ПРОЦЕСС

Труды, вып. 303



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1977

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V.N. Razumova

OLD CRUSTS OF WEATHERING
AND HYDROTHERMAL PROCESS

Transactions, vol. 303

Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. Разумова В.Н. Труды ГИН АН СССР, вып. 303. М., "Наука", 1977 г.

В монографии показано, что древние коры выветривания, считавшиеся до сих пор генетически однотипными образованиями гипергенного происхождения, полигенны и наряду с собственно почвенно-элювиальными образованиями включают глинистые продукты выщелачивания верхних краевых фаций напорных гидротермальных систем – глинистые метасоматиты зоны смещения вадозных вод с эндогенными эманациями, поступавшими с глубин по крутопадающим разломам фундамента. Формирование таких гидротермально-вадозных кор связано с орогенными этапами развития платформенных (и геосинклинальных) областей и зонами тектонической и тектоно-магматической активизации. Данные выводы обоснованы большим фактическим материалом.

Далее показано, что под названием "древние коры выветривания" в настоящее время объединены глинистые и охристые продукты метасоматического выщелачивания четырех различных генетических типов: 1) приразломные, связанные с активно живущими разломами, осложняющими пенепленизированную поверхность складчатого основания древних и молодых платформ (красноцветные монтмориллонит-каолиновые коры выветривания трещинного и площадного типов платформенного фундамента); 2) внутрiformационные вулканических комплексов (красноцветные монтмориллонит-каолиновые коры выветривания вулканотектонических депрессий); 3) разломно-стратиформные (белоцветные каолиновые коры платформенного фундамента и осадочного чехла) и 4) поверхностей размыва локального распространения – продукты элювиальной переработки глинистых метасоматитов первых двух генетических типов (современные красноцветные каолиновые и охристые коры выветривания тропиков и субтропиков). Каждый выделенный генетический тип отличается специфическими чертами и закономерностями развития.

Табл. 16. Ил. 81. Библ 503 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Лейве* (главный редактор),
академик *В.В. Меннер, В.Г. Гербова, П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *Е.В. Шанцер*

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor – in – chief),
Academician *V.V. Menner, V.G. Gerbova, P.P. Timofeev*

Responsible editor

doctor of geologo-micrological sciences *E.V. Shanzer*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Автор настоящей работы В.Н.Разумова хорошо известна широкому кругу геологов как исследователь древних кор выветривания, многие годы посвятивший их изучению. Длительное время она придерживалась общепринятой точки зрения на их элювиальный генезис. Однако в последние годы В.Н.Разумова все более решительно становилась на путь коренной ревизии этих, казалось бы, прочно обоснованных представлений. Итогом этой ревизии и явилась настоящая монография.

В ней развивается и обосновывается концепция гидротермально-вадозного происхождения древних кор выветривания, за которыми только в силу сложившейся традиции сохраняется это наименование, хотя участие выветривания в собственном смысле слова в формировании основных их типов фактически отрицается. Столь резкое изменение взглядов опытного и широко эрудированного исследователя многим может показаться парадоксальным. Однако после внимательного прочтения монографии становится ясно, что оно основано на трезвом анализе большого числа фактов, действительно трудно укладывающихся в элювиальную теорию или даже явно противоречащих ей. Особенно это касается так называемых линейных кор выветривания, четко приуроченных к зонам разломов.

Громадная глубина образуемых ими "карманов", а также характерные особенности строения и минерального состава с полной очевидностью не поддаются объяснению без допущения участия в их образовании вод глубинной циркуляции, которые, независимо от источников питания, должны носить характер низкотемпературных гидротерм, обогащение же их ювениальными компонентами по меньшей мере весьма вероятно. Сложнее на первый взгляд обстоит дело с мощными так называемыми площадными корами выветривания. Но, как убедительно показано в монографии, их большая мощность и специфичность вертикальной минералогической зональности профиля весьма трудно объяснимы с точки зрения общепринятой элювиальной их природы. Поэтому представления В.Н.Разумовой об образовании подобных кор выветривания как продуктов низкотемпературного гидротермально-вадозного метасоматоза в пределах ареалов приповерхностного растекания вод глубинной циркуляции по крайней мере для некоторых из них являются достаточно обоснованными. Не меньшего внимания заслуживают и ее идеи о громадной роли аутометаморфических и вообще постмагматических изменений интрузивных и вулканических горных пород как факторов, подготавливающих развитие настоящих элювиальных продуктов, мощные покровы которых без участия этих факторов не могли бы образоваться. Совершенно правильно в монографии обращается внимание также на широкое распространение, особенно среди вулканогенных толщ, горизонтов выщелачивания и изменения пород под влиянием низкотемпературных межпластовых гидротермально-вадозных вод, во многих случаях сходных по составу и даже по строению с площадными корами выветривания. Самостоятельный научный интерес представляет приводимый в монографии сравнительный анализ минеральных парагенезисов глинистых метасоматитов высокотемпературного гидротермального, эпигермального и элювиального происхождения. Этот анализ весьма ценен для геологов, изучающих не только коры выветривания в собственном смысле сло-

ва, но и гидротермальные метасоматиты, поскольку нередко на эту сторону вопроса не обращается должного внимания при построении генетических выводов.

Таким образом, монография В.Н.Разумовой независимо от отношения к ее основным теоретическим положениям представляет весьма ценное научное исследование. Несомненной заслугой ее автора является критический анализ одной из сложнейших геологических проблем под новым углом зрения, который позволил выявить внутренние противоречия и слабые места общепринятых представлений и указать на возможные, пусть еще в некоторых отношениях спорные пути их преодоления. Во всяком случае многие из предложенных в монографии решений заслуживают самого пристального внимания и представляются достаточно веско аргументированными. Что касается гидротермально-вадозной концепции формирования древних кор выветривания в целом, то в ней несомненно содержится значительное рациональное зерно, а то, что является, быть может, продуктом излишнего увлечения автора, отсеется в результате последующих исследований. Направление, которое отчетливо намечается в монографии, несомненно принесет немалую пользу науке.

Е.В.Шанцер

ВВЕДЕНИЕ

Глинистые метасоматиты, известные в геологической литературе под названием древних кор выветривания, в свое время были подразделены В.Н. Разумовой и Н.П. Херасковым (1963а, б) по условиям залегания на три геологических типа: основания осадочного платформенного чехла, или цокольного основания платформ; поверхностей размыва внутри осадочного платформенного чехла; внутриформационные. Однако в дальнейшем оказалось, что все три выделенных типа в генетическом отношении являются разнотипными образованиями. Древние коры выветривания складчатого платформенного фундамента представляют собой продукты гидротермально-вадозного выщелачивания зон разломов и ареалов их воздействия. Внутриформационные коры объединяют погребенные почвенные горизонты, обеленные пестроцветные горизонты пластового выщелачивания и горизонты вулканогенных глин, и только коры выветривания поверхностей размыва внутри осадочного платформенного чехла и цокольного основания платформ представлены собственно элювиальными и почвенно-элювиальными образованиями – продуктами поверхностного окисления и метасоматического выщелачивания. Из указанных трех генетических типов наиболее хорошо изучены древние коры выветривания основания осадочного платформенного чехла, поскольку с ними связан большой и разнообразный комплекс полезных ископаемых: силикатно-никелевые руды, каолины, вермикулиты, минеральные краски, бокситы, железные руды, россыпи и т.д.

Настоящая работа посвящена этому типу древних кор выветривания, остальные генетические типы рассматриваются очень кратко, только в общем плане.

Древние коры выветривания основания осадочного платформенного чехла в отличие от обычных почвенно-элювиальных горизонтов развиваются не повсеместно, а занимают строго определенное тектоническое положение – тяготеют к пенепленизированной поверхности складчатого основания древних и молодых платформ (Разумова, Херасков, 1963 а, б), генетически тесно связаны с разломами (Месторождения..., 1937; Алешков, 1941а; Корин, 1960; Архангельский, 1962; и др.); имеют сложный зонально построенный профиль и в зонах разломов достигают очень большой мощности.

По морфологическим признакам различают: "площадные коры" зон мелкой трещиноватости, образованные преимущественно глинистыми продуктами метасоматического выщелачивания (рис. 1); "коры трещинного типа" – продукты выщелачивания зон тектонического дробления часто с преобладающим развитием продуктов цементации (рис. 2) и как подтип – "коры контактово-карстового типа" (рис. 3) – продукты выщелачивания и цементации тектонического контакта силикатных пород с известняками (Месторождения..., 1937; Древняя кора..., 1946–1947; Корин, 1960; Григорьева, Шешукова, 1969; Никитин, 1970).

По минеральному составу древние коры выветривания подразделяются на "коры химического разложения", или "остаточные коры" глинистого и охристого состава (см. рис. 1 и 3), и "коры инфильтрационного типа", сложенные вторичными продуктами цементации и метасоматического замещения (рис. 4). Считается установленным, что древние коры выветривания складчатого основания платформ являются поверхностными элювиальными образованиями, однако в свете новых данных это заключение требует коренного пересмотра.

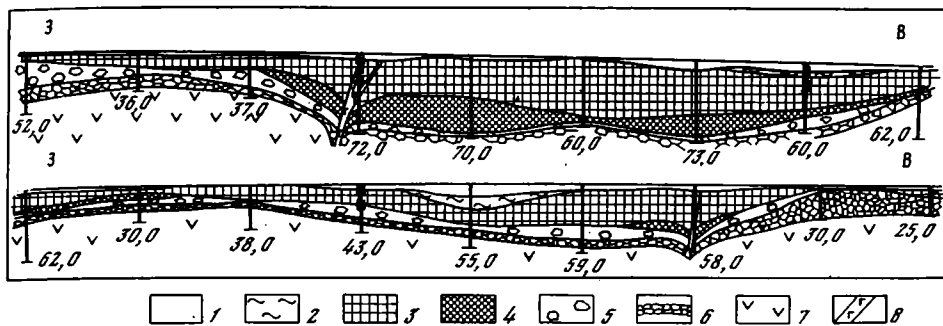


Рис. 1. Разрез древней коры выветривания площадного типа Сахаринского ультраосновного массива. По Г.Н. Бобылеву (см. Вторушин, Журавлева, 1972)

1 – четвертичные отложения: суглинки, пески и галечники; 2 – кайнозойские отложения – глины; 3 – охры по серпентинитам; 4 – нонтрониты по серпентинитам; 5 – серпентиниты выщелоченные; 6 – серпентиниты дезинтегрированные; 7 – серпентиниты аподунитовые; 8 – дайки габбро

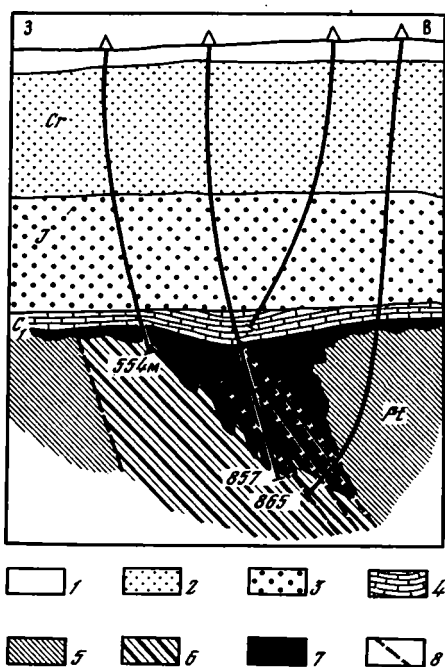


Рис. 2. Разрез железорудной коры выветривания линейного типа, развивавшейся в зоне дробления на КМА (Корин, 1960)

1 – суглинки; 2 – меловые песчано-глинистые отложения; 3 – юрские песчано-глинистые отложения; 4 – нижнекарбоневые известняки; 5 – кристаллические сланцы; 6 – железистые кварциты; 7 – железные руды коры выветривания железистых кварцитов; 8 – тектонические нарушения

Элювиальная теория генезиса древних кор выветривания основания осадочного платформенного чехла вначале хорошо увязывалась с представлением о вертикальной фильтрации атмосферных осадков на глубину и затуханием процесса выщелачивания вниз по разрезу. Но с развитием геологоразведочных работ в ряде регионов была установлена большая, иногда огромная (сотни метров) мощность древних кор выветривания линейно-трещинного и контактово-карстового типа. Тогда для объяснения генезиса таких кор стали привлекать грунтовые воды глубинной циркуляции: артезианские, сифонные или глубинного стока (Гершойг, 1960; Корин, 1960; Гинзбург, 1963б; Разумова, Херасков, 1963а; Сысоев, 1963; и др.), т.е. в скрытом виде признавалось участие глубинных вод в формировании мощных, зонально построенных кор выветривания.

Таким образом, первоначальная элювиальная теория постепенно усложнялась в классификации древних кор выветривания И.И. Гинзбурга (1957,

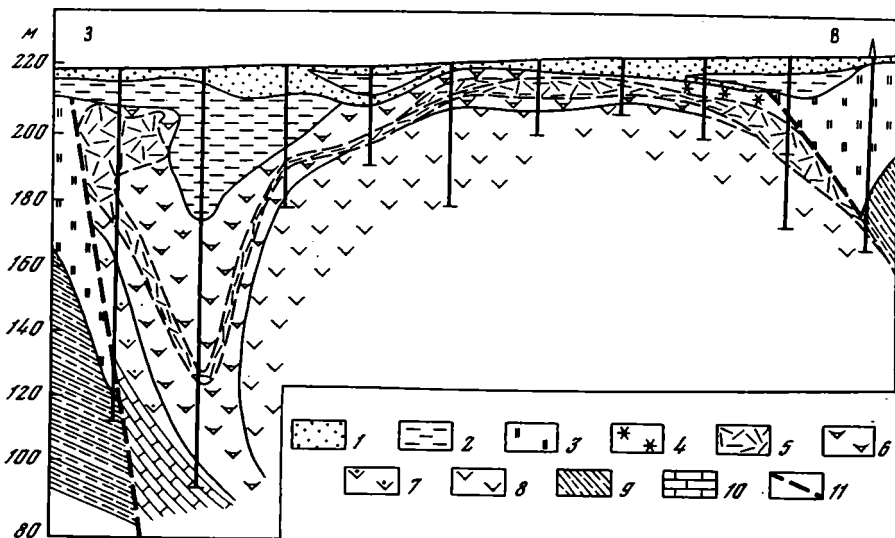
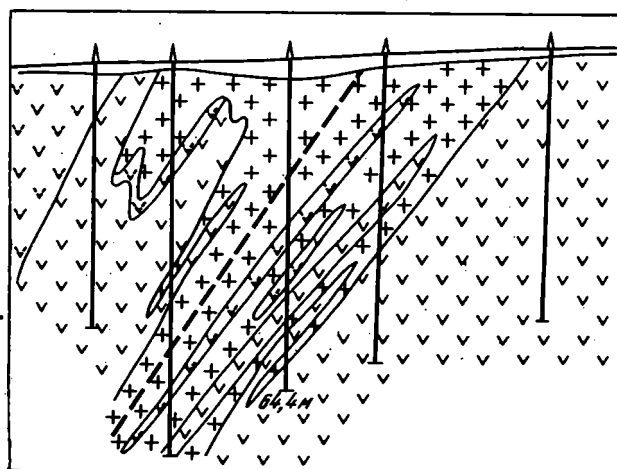
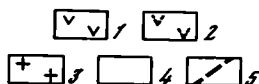


Рис. 3. Разрез никеленосной коры выветривания контактово-карстового типа Горностаевского пояса ультраосновных пород (Суспицын, Попович, 1972)

1 - пески и супеси; 2 - глины; 3 - карстовые алевроиты; 4 - коры выветривания осадочных пород; 5 - охры; 6 - нонтрониты и нонтронитизированные выщелоченные серпентиниты; 7 - выщелоченные серпентиниты; 8 - дезинтегрированные серпентиниты и серпентиниты; 9 - глинистые сланцы; 10 - известняки; 11 - тектонические нарушения

Рис. 4. Разрез линейной охристо-кремнистой коры выветривания инфильтрационного типа Ульяновского гипербазитового массива на Урале (по Б.Н. Бобылеву)

1 - серпентиниты; 2 - выщелоченные серпентиниты; 3 - охристо-кремнистые породы; 4 - покровные отложения; 5 - разлом



19636) большая роль уже отводится грунтовым водам и выделяются "закрытые" и "слепые" коры, не связанные с дневной поверхностью. В настоящее время применяется усложненная гипергенная теория: древние коры выветривания площадного типа трактуются как элювиальные образования - продукты метасоматического выщелачивания зоны вертикальной фильтрации атмосферных осадков (зоны активного водообмена), а для объяснения генезиса кор выветривания трещинного типа наряду с атмосферными осадками привлекаются грунтовые воды глубинной циркуляции или даже гидротермальные растворы, хотя трещинные и площадные коры пространственно тесно связаны и часто сложены одними и теми же продуктами выщелачивания. Только В.П.Петров (1967), исходя из зонального строения древних кор, считает их аналогом современных почв. Этой же точки зрения придерживаются и многие зарубежные исследователи. В то же время В.П.Петров отмечает, что выводу о почвенном происхождении

дении древних кор противоречит огромная их мощность, более чем в 100 раз превышающая мощность современных почв.

Представление о поверхностном происхождении древних кор выветривания – глинистых продуктов метасоматического выщелачивания зон разломов ("коры линейного типа") и ареалов их воздействия ("площадные коры") – сложилось исторически и было обусловлено, тем, что даже еще в 40-е и 50-е годы считалось, что глинистые минералы образуются только в поверхностных условиях. Поэтому и глинистые метасоматиты зон разломов были причислены к поверхностным элювиальным образованиям (Гинзбург, 1912, 1940; Крашенинников, 1915; Луцкий, 1928; Гинзбург, Савельев, 1939; Карпинский, 1941; Петров, 1948, 1956; Коржинский, 1956; и др.), а свойственные им специфические черты: стадийность процесса, зональное строение профиля, своеобразный парагенез пород и минералов, сохранность реликтовых структур материнских пород и др. – узаконены как генетические признаки элювия (продуктов поверхностного метасоматического выщелачивания). В дальнейшем все продукты глинистого и охристого состава с реликтовой структурой исходных пород стали считать элювиальными образованиями, не задумываясь над их природой и не вникая в сущность этого вопроса, а лишь пытались увязать все их разнообразие с климатической зональностью. Последнему вопросу посвящена огромная литература.

Отнесению древних кор выветривания к поверхностным образованиям способствовало и то, что древние коры как объект исследования постепенно перешли из рук геологов – рудников – в руки геологов – осадочников –, изучавших древние коры как силикатно-никелевые руды, керамическое сырье, минеральные краски и в связи с месторождениями бокситов, железных руд, россыпей и т.д. Геологи-осадочники, далекие от вопросов формирования эндогенных образований, естественно, пытались объяснить все особенности древних кор выветривания поверхностными процессами.

Большое значение имели площадная форма залегания и региональное распространение древних кор, которые в то время не умели объяснить ничем иным как элювиальным процессом. Однако в последние годы появилось много новых данных о том, что в процессе образования древних кор выветривания, как линейного, так и площадного типа, большую роль наряду с поверхностными водами играют гидротермальные растворы, поступавшие с глубин по разломам и особым шовным зонам на определенных этапах развития платформенных и складчатых областей. Это сближает древние коры выветривания с зонами низкотемпературной гидротермальной аргиллизации (Разумова, 1972).

Анализ геологических данных показывает, что древние коры выветривания складчатого основания древних и молодых платформ, как и эпигермальные рудные и жильные месторождения, связаны с древними очагами разгрузки напорных вод и представляют собой верхние краевые фации гидротермальных систем – продукты метасоматического выщелачивания, замещения и цементации зоны смешения грунтовых вод с эндогенными эманациями, поступавшими с глубин по активным крутопадающим разломам фундамента (Разумова, 1975). Древние коры выветривания – это особая геохимическая фация, занимающая промежуточное положение между собственно гидротермальными и гипергенными образованиями. Поэтому не удивительно, что в Советском Союзе изучение глинистых метасоматитов приразломных зон оформилось в самостоятельную науку – "учение о древних корах выветривания", основоположником которой является И.И. Гинзбург.

Большое значение для понимания генезиса древних кор выветривания несомненно имели исследования последних лет на вулканических островах Тихого океана, которые показали, что глинистые продукты метасоматического выщелачивания, сохранившие структуру исходных пород, широко развиты на современных гидротермальных полях, т.е. глинистые продукты слабого кислотного выщелачивания, идентичные структурным глинам древних кор выветривания, образуются в гидротермальных условиях под воздействием смешанных ювенильно-вадозных вод. Эти новые данные в корне изменили прежние представления

и заставили с новых позиций взглянуть на древние коры выветривания. Геологи-рудники также долгое время считали, что околорудные глинистые изменения связаны с выветриванием. Лишь в 50-е годы, как пишет Ю.В.Казицын (1972), стало ясно, что околорудная и околожильная глинизация (низкотемпературная аргиллизация) – это закономерный процесс гидротермальной деятельности в условиях низких температур и давлений. К настоящему времени гидротермальная глинизация установлена в качестве ведущего процесса изменения боковых пород во многих рудных провинциях мира.

Б.С. Батлер объясняет причину непризнания геологами-рудниками гидротермальной природы околорудных глинистых ореолов тем, что георетические соображения о характере растворов, поступающих из магмы, оказали сильное влияние на решение вопроса: какие изменения могут быть вызваны гипогенными, а какие – супергенными растворами. В начале текущего столетия и позднее считалось, что растворы магматического происхождения были в основном щелочными, поэтому продукты кислого выщелачивания относили к супергенным образованиям, хотя представления о гидротермальных глинистых изменениях в то время уже принимались многими видными геологами (Волостных, 1972). Большое значение для решения этого вопроса имели выделение Д.С. Коржинским (1953) в постмагматическом метасоматическом процессе стадии кислотного выщелачивания, а также синтез глинистых минералов в гидротермальных условиях, проведенный В. Ноллем (Noll, 1936, a,b).

В настоящее время к выводу о гидротермально-вадозном происхождении некоторых месторождений коры выветривания пришли многие исследователи, хотя общепринята по-прежнему гипергенная теория. Так, сверхмощные коры выветривания КМА и Кривого Рога давно стали относить к зонам глубинного выветривания, к промежуточным образованиям между типичными эпитермальными и гипергенными месторождениями или даже к гидротермальным образованиям.

П.А. Котов и Н.А. Лисицына (1967), изучавшие флюоритовые месторождения Забайкалья, для объяснения генезиса глинистых продуктов выщелачивания околожильных ореолов – кор выветривания флюоритовых месторождений – вынуждены были привлечь гидротермальные растворы, отметив при этом большое сходство состава и строения этих зон с "украинским типом элювия". Н.К. Геренчук и Ю.М. Мельник (1972) пришли к заключению, что аризонит в первичных каолинах западной части Украинского щита не мог образовываться в условиях каолинового выветривания, т.е. подтвердили вывод, сделанный Б.А. Гаврусевичем (1931). Крупные каолиновые месторождения Франции также считаются гидротермальными (Чухров, 1975).

Э.А. Кальберг, Е.П. Левандо и З.К. Махнач (1971), изучавшие коры выветривания вулканитов Североонежских бокситовых месторождений, отмечают, что наблюдаемые изменения в породах не всегда вызываются процессами выветривания; не исключено, по-видимому, в некоторых случаях влияние поствулканических растворов (обогащение пород крупнолистоватыми золотисто-бурыми слюдами и цеолитами, присутствие прожилков хлорита, кальцита и палыгорскит-сепиолита).

Г.Т. Волостных (1972), характеризуя глинистые метасоматиты околорудных ореолов, обращает внимание на то, что линейные коры выветривания описываются обычно для рудных полей средне-низкотемпературных месторождений, где вероятность гидротермального глинистого метасоматоза вмещающих пород очень велика и где эффект гидротермального изменения пород при этом не оценивается, то вызывает сомнение и достоверность выводов о гипергенной природе некоторых минералов описываемых ассоциаций линейных кор. С другой стороны, геологи, которые изучают древние коры выветривания, столкнувшись с глинистыми продуктами современных гидротермальных полей, отнесли их к "корам выветривания фумарольно-сульфатарного типа" (Сингенетические..., 1964) или выделили в особую фазию кор выветривания элювиального происхождения (Казаринов, 1969), т.е. включили в элювиальный комплекс типичные гидротермальные образования. Учение о древних корях выветривания в последние годы стало чрезвычайно модным, поэтому наряду с признанием участия эндогенных факторов в формировании некоторых месторождений коры выветри-

вания многим образованиям стали приписывать элювиальное происхождение без достаточного для этого основания. В разряд элювиальных образований перевели даже флогопит-вермикулитовые месторождения пневматолито-гидротермального генезиса, залежи бокситов хемогенно-осадочного происхождения и в некоторых случаях алунитовые вторичные кварциты (Мусин, Голованов, 1967). Концентрация калия и образование мусковита и серицита (калийный метасоматоз), как известно, весьма характерны для высоко- и среднетемпературных постмагматических процессов (Коржинский, 1953). Попали в древние коры выветривания и низкотемпературные пропилиты – зеленокаменноизмененные вулканы основного состава. В геологической литературе они часто фигурируют под названием "гидрохлоритовой", или "гидрослюдисто-гидрохлоритовой", зоны профиля кор выветривания (Левченко, Бобров, 1963; Шведученко, 1966; Богатырев, 1970; и др.).

Таким образом, если первоначально под корами выветривания понимались продукты поверхностного выщелачивания, то исторически сложилось так, что в комплекс пород древних кор выветривания вошли и продукты гидротермально-вадозного выщелачивания – глинистые метасоматиты приразломных зон, а иногда даже и собственно гидротермальные образования: серицитизированные и хлоритизированные породы, с чем нельзя согласиться (табл. 1, см. вкл.). В настоящее время необходим серьезный пересмотр материалов по древним корам выветривания с целью четкого разграничения продуктов гидротермально-вадозного выщелачивания от собственно гидротермальных, а также почвенно-элювиальных образований. Примером такого дифференциального анализа может служить описанная автором кора выветривания Черноморского побережья Аджиарии (Разумова 1971 а, б).

Большую роль в расширении понятия "кора выветривания" сыграло и отсутствие разработанной терминологии. Термином "выветривание" в смысле метасоматического выщелачивания стали пользоваться слишком широко, применяя его к глинистым продуктам метасоматического выщелачивания и замещения самого разнообразного генезиса и мощности. Поэтому в геологической литературе постоянно встречаются такие термины как "поверхностное выветривание", "глубинное выветривание", "подводное выветривание", "выветривание под влиянием грунтовых вод", "выветривание под аллювием рек", "сольфатарное выветривание", "гидротермальное выветривание" и т.д. В результате понятия "кора выветривания" и "выветривание" стали очень расплывчатыми (Гинзбург, 1957) и постепенно утратили свое первоначальное значение.

В настоящее время среди образований, фигурирующих в литературе под названием кор выветривания, следует различать следующие очень не равноценные по составу и мощности метасоматические образования самого разнообразного генезиса: почвенно-элювиальные плакорного типа; почвенно-илиювиальные гидроморфного типа; элювий оголенных (лишенных почвенного покрова) склонов и массивов, сложенных глинистыми продуктами гидротермального выщелачивания; продукты окисления пород, образовавшихся в восстановительных условиях; продукты пластового выщелачивания; продукты окисления зоны аэрации; продукты цементации и метасоматического замещения с плащеобразной формой залегания ("аккумулятивные коры" Б.Б. Польнова), такие, как "известковые коры" Восточной Африки, "латеритные паншири" тропиков и субтропиков и др.; низкотемпературные аргиллизиты и продукты инфильтрационного замещения гидротермального происхождения и т.д. Для избежания такой путаницы термин "выветривание" рационально заменить нейтральным в смысле генезиса термином "метасоматическое выщелачивание", и в каждом конкретном случае определять, к какому типу по происхождению относятся те или иные метасоматиты глинистого и охристого состава.

Термин "метасоматическое выщелачивание" в настоящее время широко используется геологами-рудниками и вулканологами.

Термин же "кора выветривания" применительно к глинистым продуктам метасоматического выщелачивания следует признать неудачным, так как под этим термином объединены глинистые метасоматиты (глинистые и охристые породы

с реликтовой структурой материнских пород) самого разнообразного генезиса, и объем понятия "кора выветривания" понимается исследователями по-разному. Одни геологи отождествляют древние коры выветривания с современной почвой (Петров, 1967), другие, наоборот, исключают почву из коры выветривания и считают последнюю продуктами метасоматического выщелачивания зоны аэрации, не связанными с почвенным процессом (Гинзбург, 1938, 1963б; Разумов, 1967; Герасимов, 1972; Перельман, 1974; и др.). Наконец, третьи, изучающие современные коры, считают почву составной частью коры выветривания (Шанцер, 1966; Черняховский, 1966; и др.).

Считается, что почва кончается там, где перестает фиксироваться воздействие гумусовых кислот (Шанцер, 1966; Чижиков, 1968; и др.). Древние же коры выветривания являются материнской породой современных почв.

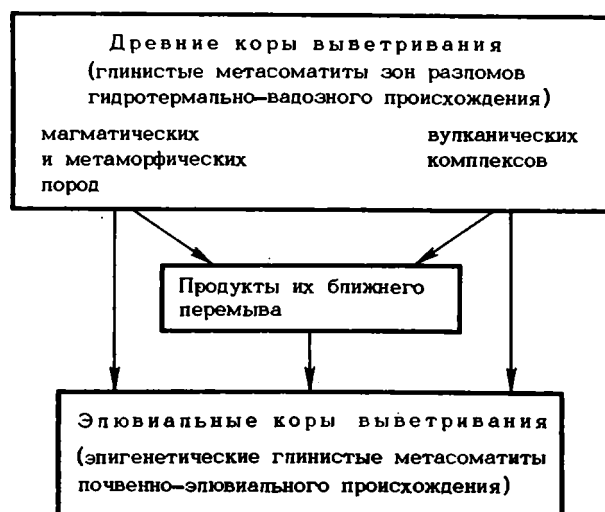
Б.Б.Польнов (1934) и его последователи включают в кору выветривания кроме почвы и элювия все осадочные породы; И.И.Гинзбург (1938, 1963б; и др.) относил к формации коры выветривания только продукты ближнего перемыва делювиального, пролювиального, озерного и аллювиального генезиса (дериваты коры выветривания). Таким образом, теоретически под корой выветривания понимаются продукты метасоматического выщелачивания почвенно-элювиального или элювиального происхождения, а практически этим термином пользуются очень широко и весьма неоднозначно. Кроме того, в комплекс пород древней коры выветривания были включены и приразломные глинистые метасоматиты, не имеющие никакого отношения к почвенно-элювиальным образованиям. Применение термина "кора выветривания" к метасоматитам глинистого и охристого состава по существу очень связывает исследователей, так как заранее предопределяет их элювиальное происхождение.

Поставив на то или иное месторождение штамп "кора выветривания", исследователь успокаивается и перестает анализировать геологический материал, считая тем самым все вопросы генезиса решенными. Кроме того, желая уложиться в принятую стандартную схему, которая принимается за реально существующую закономерность, он закрывает глаза на те неувязки, которые возникают в процессе геологических исследований, и, боясь выйти за рамки принятых представлений, не делает выводов, вытекающих из фактического материала, а факты не укладывающиеся в принятую схему, часто просто отбрасывает как непонятные. В результате учение о древних корах выветривания застыло на одной точке и стало в известной степени тормозом при геологических исследованиях. Объем понятия "кора выветривания" все больше и больше расширяется пополняясь все новыми и новыми метасоматическими образованиями разного генезиса, даже не глинистого и охристого состава.

Исследователей, далеких от изучения гидротермальных месторождений, очень пугает привлечение гидротермальных растворов к решению генезиса древних кор выветривания — глинистых метасоматитов зон разломов платформенного фундамента, хотя всем ясно, что объяснить образование и большую мощность линейных кор, а также высокую минерализованность рудоносных кор воздействием на горные породы поверхностных вадозных вод очень трудно. Поэтому многие исследователи согласны признать гидротермально-вадозное происхождение линейных кор зон разломов при условии сохранения элювиального генезиса для кор выветривания площадного типа (компромиссная теория). Между тем отрывать площадные коры от линейных кор никак нельзя, так как те и другие пространственно тесно связаны и часто сложены одними и теми же продуктами метасоматического выщелачивания. Признавая гидротермально-вадозное происхождение линейных кор, мы тем самым вынуждены признать гидротермально-вадозный генезис и площадных кор выветривания. Очень трудно, конечно, ожидать, что предлагаемая в настоящей работе гидротермально-вадозная теория генезиса древних кор будет сразу принята геологами и взята на вооружение. Мы настолько сжились с представлением об элювиальном происхождении древних кор выветривания, что отказаться от этой точки зрения очень трудно — нужно преодолеть психологический барьер. Между тем элювиальная теория является не столько доказанной, сколько привычной.

Элювиальная теория, однако, не может объяснить все особенности состава и строения древних кор. Кроме того, объясняя все климатом, мы практически перестали анализировать геологический материал. Представление о древних корях выветривания как об элювиальном плаще, развивающемся при определенных климатических, геоморфологических и тектонических условиях, в известной степени освобождало геологов от необходимости детального геологического изучения месторождения и выяснения его тектонического положения. Поэтому в огромной литературе по древним корам выветривания большинство работ посвящено минералогии и описанию профилей древних кор выветривания и их климатической интерпретации. Геологических же работ очень мало (выпуски сборника "Кора выветривания" с 1952 по 1975 гг., "Коры выветривания на территории УССР", 1971 г. и др.). К сожалению, многие старые работы, посвященные всестороннему (геологическому, тектоническому и минералогическому) изучению месторождений коры выветривания (Месторождения..., 1937; Осадчук, Ульянов, 1940; и др.), давно забыты.

В настоящее время наступление на древние коры выветривания идет с трех сторон: со стороны вулканологов (Твалчредидзе и др., 1959; Лебединский, Тарасенко, 1973 а, б; и др.), геологов-рудников (Волостных, 1972; Казицын, 1972; Харваг и др., 1975; и др.) и геохимиков (Кудерина, 1973; Щеточкин, 1970; и др.). Все более и более отчетливо вырисовывается сложная природа древних кор зон разломов и ареалов их воздействия, а также их генетическая связь с эндогенными процессами. Однако наряду с древними корами платформенного фундамента гидротермально-вадозного происхождения несомненно существуют и "настоящие" мощные элювиальные коры, богатые глинистыми минералами. Такие коры в отличие от обычного элювия развиваются избирательно только по подготовленным к выветриванию горным породам, в первую очередь как вторичные наложенные образования по ранее возникшим глинистым метасоматитам зон разломов гидротермально-вадозного происхождения – породам, богатым химически активными зеленоцветными глинистыми минералами, неустойчивыми в поверхностной зоне. Таким образом, элювиальные коры формируются в процессе наложения почвенно-элювиальной глинизации на гидротермально-вадозную (Разумова, 1971а, б) по схеме:



Предлагаемая в настоящей работе гидротермально-вадозная теория генезиса древних кор выветривания по существу не является новой. Эта старая термаль-ная теория, объясняющая образование мощных залежей глинистых метасомати-тов и вторично-минерализованных пород зон разломов воздействием термаль-ных вод (Никитин, 1907; Кузнецов, 1933; Лодочников, 1936; Месторожде-ния..., 1937; Алешков, 1941а; и др.). В настоящее время более отчетливо выявилась смешанная гидротермально-вадозная природа этих термальных вод

(Уайт, 1958; Иванов, 1969; Ветштейн и др., 1971; Сотников и др., 1973; и др.) и появились новые данные, подтверждающие участие эндогенных эманаций в формировании древних кор выветривания. Предлагаемая гидротермально-вадозная теория генезиса является дальнейшим развитием и уточнением существующей в настоящее время гипергенной теории:

Почвенно-элювиальная теория (воздействие почвенных и атмосферных вод)	→ Гипергенная теория (признание участия наряду с атмосферными водами грунтовых вод, включая воды глубинной циркуляции)	→ Гидротермально-вадозная теория (воздействие грунтовых вод и вод глубинной циркуляции, активизированных эндогенными эманациями, поступавшими по разломам)
---	--	--

Установление гидротермально-вадозного происхождения древних кор выветривания ставит перед геологами старые проблемы в совершенно ином свете и заставляет задуматься над очень многими вопросами.

В геологической практике автору приходилось иметь дело со следующими типами гидротермальных образований: серицитизированными и грейзенизированными гранитами, грейзенами, глинистыми метасоматитами месторождений горного хрусталя, талько-хлоритовыми и талько-карбонатными породами, лиственитами, вторичными кварцитами, алунитами, бентонитами вулканогенного происхождения, плутоническими и вулканическими пропилитами, а также с марганцевыми рудами осадочно-вулканогенного происхождения и некоторыми другими. Изучением же древних кор выветривания автор занимается в течение многих лет.

При проведении настоящей работы автор был тесно связан с коллективом Геологического института АН СССР и имел возможность многократно обсуждать основные положения работы как в частной беседе, так и на научных заседаниях. При написании работы были использованы также ценные советы и критические замечания А.В. Пейве, Н.А. Штрейса, Е.В. Шаниера, А.Л. Книппера, И.Н. Хераскова и многих других.

Прежде чем перейти к доказательству участия гидротермальных растворов в формировании древних кор выветривания, кратко остановимся на общей характеристике постмагматических процессов и несколько подробнее на наиболее близких корам по составу и строению продуктах гидротермальной глинизации — метасоматитах глинистой фации гидротермального метасоматоза.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Гидротермальные процессы протекают в земной коре на различных глубинах и обусловлены воздействием на горные породы водных растворов, насыщенных углекислотой (Коржинский, 1966; Овчинников, 1957), содержащих HCl , HF , H_2S , B и др. (в виде газов и анионов в растворе), кремнезем и такие активные катионы, как натрий, кальций, магний и алюминий (Коржинский, 1970; Овчинников, Масалович, 1970; Ревердатто, 1970; Онихимовский, 1971).

Постмагматические растворы, по Д.С.Коржинскому (1953), имеют кислую реакцию, обусловленную присутствием в растворе кислотных компонентов. Состав постмагматических растворов изменяется в следующей последовательности (снизу вверх): хлоридные – сульфатные – углекислые. Гидротермальные растворы в основном углекислые (Овчинников, 1957; Коржинский, 1966). Постепенно просачиваясь вверх по разрезу, они вызывают на пути следования метасоматическое перерождение горных пород, характер которого изменяется с глубиной. Поэтому для гидротермального процесса характерна общая вертикальная метасоматическая зональность, выраженная в смене снизу вверх (по мере уменьшения глубины эрозионного среза) высокотемпературных ассоциаций более низкотемпературными (см. табл. 1).

В настоящее время установлено, что гидротермы не являются ювенильными, а образуются при конденсации и растворении глубинных растворов и эманаций в вадозных водах, дренирующих горные породы (Линдгрэн, 1934; Коржинский, 1953; Чухров, 1964; Овчинников, 1968; Власов, 1971; и др.) смешанного (ювенильного, постмагматического, метаморфического и седиментационного) происхождения. Только для эпиметасоматических гидротермальных месторождений допускается ювенильное происхождение и растворов, и рудного вещества (Метасоматизм..., 1970). Состав раствора зависит не только от его температуры и эндогенного источника, но и от состава пород, через которые раствор фильтруется.

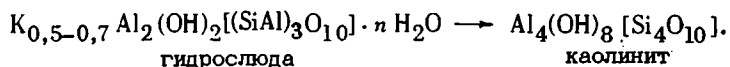
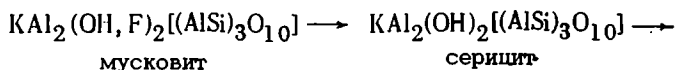
Постмагматические метасоматические процессы носят резко выраженный регрессивный характер и характеризуются наложением низкотемпературных процессов и минеральных ассоциаций на более высокотемпературные (Коржинский, 1953). При гидротермальном метасоматическом выщелачивании присутствующие в растворе активные катионы – калий и магний – входят в состав постмагматических минералов: мусковита, серицита, селадонита, гидрослюда (калиевый метасоматоз), чешуйчатых и дисперсных хлоритов (магниевый метасоматоз).

Для высокотемпературных постмагматических процессов характерна мусковитизация и грейзенизация (мусковитизация и окварцевание), а общей особенностью всех среднетемпературных гидротермальных процессов является широкое развитие серицитизации, хлоритизации и серпентинизации, низкотемпературных – хлоритизации (дисперсные хлориты) и селадонитизации. Серицит не характерен как для высоко- так и для низкотемпературных процессов (Казицин, 1970; Н.Н. и А.И. Курек, 1954). Хлоритизация и серицитизация – процессы, близкие между собой, в некоторых случаях проявляются одновременно.

При приближении к земной поверхности в связи с понижением температур и разбавлением гидротермальных растворов вадозными водами количество и

активность щелочей постепенно убывает и, когда отношение K^+ и H^+ достигает низких значений, происходит гидротермальная глинизация (низкотемпературная аргиллизация) горных пород (Мейер, Хемли, 1970), т.е. низкотемпературное метасоматическое выщелачивание с образованием глинистых продуктов.

Таким образом, интенсивность гидролиза возрастает от высокотемпературных стадий к низкотемпературным. При этом в новообразованных продуктах (Казицын, 1970) последовательно увеличивается относительное количество гидроксильных групп и уменьшается количество калия (от 1 до 0). Так, например:



Степень "гидротермальности" метасоматоза Г.Т. Волостных (1972) предлагает выражать с помощью гидроксил-показателя.

Главные типоморфные минералы гидротермальных метасоматитов — слоистые, цепочечные силикаты и некоторые другие — разделяются на три генетические группы по количеству гидроксильных ионов в элементарной ячейке: моно-дигидроксильные, свойственные грейзеновому процессу и высокотемпературной пропилитизации; дигидроксильные + октагидроксильные, характерные для среднетемпературной пропилитизации; октагидроксильные + минералы с межслоевой и цеолитной водой, типичные для аргиллитизированных пород.

Большинство гидротермальных месторождений характеризуется не одним каким-либо типом изменений, а их сочетанием. Поэтому в пределах одного месторождения часто прослеживается целая гамма разнотипно измененных пород: от высоко- или среднетемпературных до последних звеньев низкотемпературных стадий.

Продукты гидротермального и гидротермально-вадозного выщелачивания относятся к метасоматическим образованиям. Под метасоматозом, или метасоматизмом, в настоящее время понимается всякое замещение горных пород с изменением химического состава, протекающее в твердом состоянии с сохранением текстурно-структурного рисунка исходных пород (Коржинский, 1963; Боголепов, 1970). Непременными условиями метасоматического преобразования горных пород являются сохранение объема и совмещение процессов растворения и осадчения путем замены одних компонентов другими. По В. Линдгрену и Г. Ромбергу это не процесс одновременного растворения и переотложения, а процесс атомно-ионного обмена между породой и раствором (Поспелов, 1973; Наковник, 1975). При метасоматизме главной формой проявления новых минералов являются псевдоморфозы, среди которых различают псевдоморфозы замещения, разложения и превращения.

Термин "метасоматизм" применим как для эндогенных, так и для гипергенных процессов (Коржинский, 1953). Метасоматические процессы осуществляются наиболее интенсивно в породах, обладающих высокой эффективной пористостью и большой удельной трещиноватостью. Объясняется это тем, что такие породы имеют повышенную проницаемость для растворов и обладают большей поверхностью взаимодействия с ними. Поэтому пористость и трещиноватость пород наряду с структурными факторами оказывают большое влияние на локализацию метасоматических процессов. При просачивании через горные породы растворы, как отмечает Д.С. Коржинский (1953), встречают значительное сопротивление. Поэтому всюду, где имеются трещины и тектонически ослабленные зоны, последние используются растворами. Около трещин и ослабленных зон в литологически благоприятных горизонтах процессы метасоматического выщелачивания и осадчения проявляются наиболее интенсивно.

При изучении постмагматических метасоматических образований в настоящее время выделяют три самостоятельные группы пород: метасоматиты прикон-

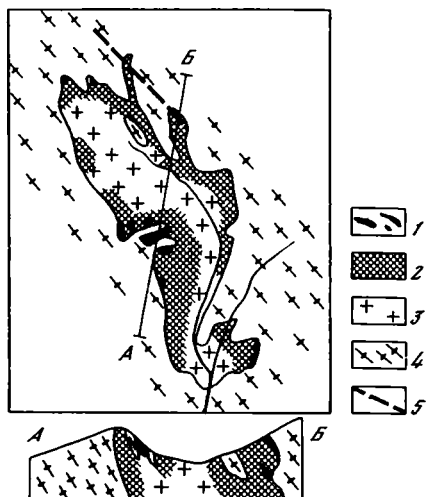


Рис. 5. Геологический план и разрез грейзенизированного гранитного купола на Алтае (Леонтьев, 1959)

1 – грейзено-кварцевые тела; 2 – грейзенизированные аплитовидные граниты; 3 – мусковитовые граниты; 4 – гранитоиды девонского интрузивного комплекса; 5 – тектоническое нарушение

тактовые; метасоматиты сингенетические автометаморфической стадии (раннего этапа) и метасоматиты эпигенетические (позднего этапа).

Для понимания генезиса древних кор выветривания наибольший интерес представляют два последних типа метасоматитов.

Метасоматиты сингенетические стадии автометаморфизма (раннего этапа) имеют региональное распространение и представлены в основном средне- и низкотемпературными образованиями. Они связаны с интрузивными телами и вулканическими комплексами (региональные плутогенные и региональные вулканогенные постмагматические метасоматиты).

В интрузивных телах процессы регионального метасоматоза (или автометаморфизма) локализуются в краевых частях массивов и затухают с глубиной, но прослеживаются иногда до глубин 200–250 м (рис. 5). В гранитных массивах со стадией автометаморфизма связана серицитизация, в основных – хлоритизация, в ультраосновных – серпентинизация (региональная плутогенная серицитизация, пропилитизация и серпентинизация).

В вулканических комплексах процессы метасоматоза раннего этапа проявляются в региональном зеленокаменном изменении – региональной пропилитизации горных пород. Последняя охватывает вулканические толщи в целом, но степень зеленокаменного изменения пород колеблется в широких пределах, так как интенсивность процесса контролируется проницаемостью (эффективной пористостью) горных пород и устойчивостью слагающих их минеральных компонентов. Как правило, наиболее сильно изменены вулканокластические породы – туфы и гиадокластиты, наименее – плотные лавы, лишенные пор и миндалин.

Региональная пропилитизация вулканических комплексов генетически связана с геологическим циклом их развития и является признаком мощного воздействия в данном районе восходящих постмагматических растворов (Коржинский, 1953). Процесс вулканического зеленокаменного изменения, хотя и бесспорно наложенный, осуществляется растворами, имеющими единый с ранее сформированными вулканитами магматический источник (Набоко, 1962).

Формирование вулканических толщ и последующая их пропилитизация – процессы близкоодновременные. Пропилитизация вулканитов – процесс в какой-то мере автометаморфический. Считается, что наиболее сильно зеленокаменно изменены вулканиты подводного происхождения.

Региональным пропилитам свойственна вертикальная метасоматическая зональность – смена с глубиной низкотемпературных фаций более высокотемпературными. Выделяются две зоны зеленокаменного изменения, или региональной пропилитизации: нижняя среднетемпературная с альбитом, представленная альбит-эпидот-хлоритовой и альбит-эпидот-актинолиновой (более высокотемпературной) ассоциациями; верхняя низкотемпературная без альбита (трансильванского типа), выраженная в базальтовых комплексах цеолит-хлоритовой и карбонат-хлоритовой, а в трахитовых и дацитовых – цеолит-селадонитовой ассоциациями.

Хлориты и слюдястые минералы в среднетемпературных пропилитах представлены чешуйчатыми разновидностями – мелкочешуйчатыми хлоритами и серицитами, а в низкотемпературных – метаколлоидными и дисперсными слоистыми сили-

катами, близкими по свойствам к глинистым минералам: селадонитами, дисперсными хлоритами, дисперсными слюдами и гидрослюдами. Поэтому К.В. Бернгам (Burnham, 1962) включает в глинистую фацию гидротермального метасоматоза и низкотемпературные пропилиты.

Региональные пропилиты генетически связаны с геосинклинальным вулканизмом (Коржинский, 1953; Шмидт, 1970) и служат фоном для всех остальных типов гидротермальных изменений.

Метасоматиты эпигенетические (позднего этапа) имеют локально-площадное распространение, тяготеют к разрывным нарушениям и развиваются по породам различного состава и происхождения: гнейсам, сланцам, аргиллитам и др., а не только по вулканическим и интрузивным породам, как метасоматиты регионального распространения. Образуются они: под воздействием поступающих по разломам гидротермальных растворов и смешанных гидротермально-вадных вод (Метасоматизм..., 1970). Характер эндогенных растворов и газов контролируется глубинным строением региона и определяется тектоническим этапом его развития.

В эпигенетическом гидротермальном процессе выделяют три стадии: стадию начального выщелачивания (стадия кислотного выщелачивания Д.С. Коржинского), с которой связано формирование первичных зонально построенных ореолов выщелачивания; жилную стадию осаждения с сопровождающими ее околожилными изменениями (позднешелочная стадия Д.С. Коржинского) и заключительную стадию, выраженную "пустыми" жилами и прожилками, лишенными околожилных ореолов (Омельяненко, 1970).

Сопряженность выщелачивания и последующего осаждения является характерной чертой гидротермальных процессов (Коржинский, 1965). В основных породах стадия отложения оснований выражена резче, чем в кислых. На отдельных месторождениях могут быть представлены как все три стадии, так и некоторые из них.

Стадия начального выщелачивания (или дорудная). С начальной эпигенетической стадией гидротермального процесса связано образование в приразломных зонах первичных зонально построенных ореолов гидротермально измененных пород. Морфология таких ореолов определяется характером разрывных нарушений, вдоль которых они, как правило, развиваются. Важное значение имеют не только крупные тектонические разрывы, но и сопряженные с ними зоны мелкой трещиноватости и горизонты с повышенной эффективной пористостью.

Зональное строение первичных ореолов выщелачивания проявляется в закономерной смене одних минеральных парагенезисов другими. Зоны в таких ореолах не являются одновременными образованиями, а развиваются в течение всего цикла гидротермального процесса и отражают стадийность процесса. Внешние, наиболее удаленные от путей движения метаморфизующих растворов зоны сложены более ранними, а внутренние — более поздними минеральными ассоциациями. Причем минералы внутренних зон образуются в результате замещения минералов внешних зон. В результате внутренние зоны в таких ореолах всегда сложены конечными для данного процесса продуктами выщелачивания. Процесс гидротермального выщелачивания сопровождается изменением минерального состава и увеличением (от внешних зон к внутренним) пористости горных пород, а также частичным переотложением продуктов выноса по периферии ореолов выщелачивания (Омельяненко, 1970).

Зональное строение первичных ореолов выщелачивания объясняется воздействием на горные породы одной порции растворов с изменяющимися во времени составом или последующим воздействием растворов нескольких фаз с различными физико-химическими параметрами (Lovering, 1941; Волостных, 1966; и др.). Сильная изменчивость состава является характерной особенностью гидротермальных растворов.

Состав зон в ореолах выщелачивания изменяется с глубиной эрозийного среза и при переходе от кислых пород к основным и ультраосновным, но общая направленность процесса сохраняется (см. табл. 1). Состав минеральных парагенезисов на всех этапах гидротермального процесса зависит от состава рас-

творов и характера исходных пород и контролируется термодинамическими условиями, существующими на участке, подвергнутому метасоматозу.

Границы между зонами в ореолах выщелачивания могут быть как резкими, так и постепенными. Постепенные переходы между зонами возникают в связи с тем, что скорости реакций замещения, особенно в низкотемпературных условиях, невелики и колеблются от точки к точке. Такие переходные горизонты В.Л.Русинов (1970) называет зонами "неравновесного разложения". Для последних характерны минералы с неупорядоченной структурой и смешанно-слоистые образования

Жильная стадия осаднения. На ореолы гидротермального изменения пород накладываются более поздние процессы, приводящие к образованию

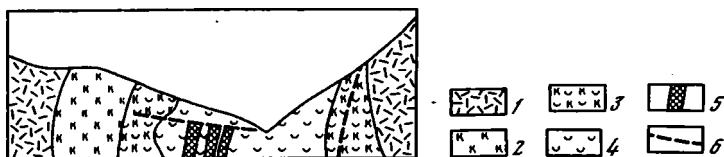


Рис. 6. Зональность аргиллизированных пород месторождения Бнели Хеви. По В.Г. Гогшвили (см. Волостных, 1972)

1 - 4 - зоны измененных пород: 1 - пропилитовая, 2 - каолинитовая, 3 - каолинит-гидрослюдяная, 4 - гидрослюдяная; 5 - рудные жилы; 6 - тектонические нарушения

разнообразных жил, прожилков, инфильтрационных метасоматических тел и метасоматической вкрапленности. Эти изменения отличаются от более ранних значительно меньшими масштабами, более четкой приуроченностью к разрывным нарушениям и трещинам и преобладанием отложения над выщелачиванием (Омельяненко, 1970). Рудная минерализация формируется именно в этот отрезок гидротермальной деятельности. В первичных ореолах гидротермально измененных пород жильная (и рудная) минерализация локализуется во внутренних, наиболее измененных зонах и не выходит за пределы ореолов выщелачивания. Такая приуроченность обусловлена тем, что гидротермальные изменения дожилной (дорудной) стадии приводят к увеличению пористости горных пород, что наряду с их раздробленностью способствует локализации в них жильной минерализации и оруденения (Горшков и др., 1964).

Количество жильных фаз непостоянно и определяется числом тектонических подвижек. Импульсные тектонические движения характерны для длительно живущих разломов.

Жильная (и рудная) минерализация часто сопровождается новыми околожильными (околорудными) изменениями вмещающих пород (рис. 6). Иногда эти изменения настолько интенсивны, что зональность первичного этапа не сохраняется. Предполагают, что околожильные (и околорудные) метасоматиты формируются под воздействием тех же растворов, которые формируют жильные тела и оруденения. Поскольку руды металлов приурочиваются главным образом к центральным околожильным зонам измененных пород, то считается, что состав руд определяется преимущественно составом гидротерм, а не вмещающих пород. Для эпиметасоматических месторождений допускается ювенильное происхождение и растворов, и рудного вещества (Метасоматизм..., 1970).

Для жильной стадии характерна повышенная щелочность растворов (щелочной рудосопровождающий метасоматоз). Так, например, если оруденение встречается среди гидротермально глинизированных (монтмориллонитизированных и каолинитизированных) пород, то оно имеет наложенный характер и сопровождается дополнительным щелочным преобразованием горных пород - околожильной или околорудной хлоритизацией, серицитизацией, гидрослюдизацией, шамозитизацией и т.д., т.е. происходит наложение более высокотемпературной щелочной фазы на более низкотемпературную кислотную.

Для кварцевых месторождений характерны следующие околожильные изменения: для высокотемпературных - грейзенизация и турмалин-хлоритовые изме-

нения; для среднетемпературных – березитизация, пропилитизация, серицитизация, лиственитизация; для низкотемпературных – гидрослюдизация, шамозитизация и др.

Установлено, что вверх по разрезу околосильные изменения ослабевают, а жильные выполнения усиливаются. В приповерхностных условиях гидротермальные растворы особенно быстро теряют устойчивость. Поэтому на месторождениях, сформировавшихся в подобных условиях, смена снизу вверх более ранних парагенетических комплексов более поздними проявляется в сравнительно небольшом интервале глубин; нередко наблюдается частичное наложение одного комплекса на другой (Карпов, 1971). В этих условиях вследствие резкого нарушения равновесия гидротермальные растворы многократно изменяют свое состояние и часто переходят из истинных в коллоидальные (Шахов, 1964). Поэтому для продуктов осаждения жильной стадии характерны коллоидальные структуры и широко распространены "гелевый метасоматоз" (Lindgren, 1925; Бородаевская, Кривцов, 1970).

Видное место в жильном этапе занимают процессы окремнения и окварцевания (Шахов, 1964). С понижением температуры гидротермальных растворов нормальный кварц часто переходит в криптокристаллический и халцедоновидный и нередко сопровождается отложением халцедона или даже опала. Гидротермальный процесс, однако, не всегда завершается жильной (или рудной) стадией. Последняя часто выпадает или слабо выражена. Поэтому первичные ореолы выщелачивания часто лишены жильной и рудной минерализации (нерудные ореолы).

Заключительная (пострудная) стадия. С заключительной стадией связано образование цемента брекчий и жил кварц-карбонатного состава. Пустые жилы В.Эммонс рассматривает как верхний, близповерхностный горизонт жильных систем. Их образование связано с деятельностью остаточных гидротермальных растворов. Жилы и прожилки заключительного этапа выходят за пределы ореолов выщелачивания. Жилы карбонатов (сидеритовые, доломитовые, кальцитовые) характерны для низких температур и небольших глубин (Шахов, 1964).

Из всех приведенных выше типов гидротермально измененных пород с точки зрения изучения древних кор выветривания наибольший интерес представляют продукты низкотемпературной аргиллизации, выраженные близкими по составу корам выветривания глинистыми и охристыми продуктами. Зона гидротермальной глинизации, как наиболее низкотемпературная, всегда приурочена к верхним частям гидротермальных систем, ею завершается гидротермальный процесс.

Гидротермальная глинизация. Под низкотемпературной аргиллизацией, или гидротермальной глинизацией, понимается процесс слабо кислотного выщелачивания, протекающий в условиях малых глубин с образованием глинистых и охристых продуктов. Процесс этот осуществляется под воздействием растворов, возникающих при смешении кислотных дериватов эндогенных эманаций с подземными водами, и протекает в интервале глубин одного километра до дневной поверхности при температурах 200°C и ниже. При гидротермальной глинизации поглощается огромное количество воды, а уголекислота является одним из главных компонентов аргиллизующих растворов (Волостных, 1972).

Гидротермальная глинизация широко распространена в областях активного вулканизма (рис. 7) и повсеместно сопровождает рудные жилы эпитермальных месторождений многих цветных и редких металлов (см. рис.6). Интенсивная глинизация связана со многими сульфидными, флюоритовыми и кварцевыми жилами (табл. 2).

Характерными особенностями продуктов гидротермально-вадозной глинизации, как и всех эпигенетических гидротермальных образований, являются резко выраженная вертикальная метасоматическая зональность первичных ореолов выщелачивания и стадийность процесса. В установленной в настоящее время типовой колонке гидротермально глинизированных пород вслед за Т.С. Ловингом (Lovering, 1941) выделяют следующие две зоны: внешнюю (или нижнюю) – монтмориллонитовую и внутреннюю (или верхнюю) – каолинитовую.



Рис. 7. Выходы гидротермально-глинизированных пород на о.Кунашир (фото А.М. Курчавова)

Если же включить в разрез и зону пропилитизации, как это делают вулканологи (Burnham, 1962; Власов, 1965; Набоко, 1968; и др.), то типовая метасоматическая колонка приобретает трехчленное строение: внешняя (или нижняя) зона хлоритизации (и гидрослюдизации), или пропилитовая; промежуточная зона монтмориллонитизации; внутренняя (или верхняя) зона каолинизации. Такие зонально построенные ореолы выщелачивания, как и в более высокотемпературных фациях, часто осложнены наложенной жильной (или рудной) минерализацией, которая нередко сопровождается новыми щелочными околожильными (околорудными) изменениями, — внутренняя серицитовая зона Т.С.Ловеринга (1951), прирудная, или прожилковая, гидрослюдистая и шамозитовая зоны Г.Т.Волостных (1972) и др.

На современных сольфатарных полях Камчатки и Новой Зеландии выдерживается та же вертикальная метасоматическая зональность: цветные каолиновые глины (продукты сернокислого выщелачивания) с глубиной сменяются белыми, светло-серыми и зеленоватыми, содержащими магний монтмориллонитовыми глинами (продукты хлоридно-углекислого выщелачивания) с реликтовой структурой материнских пород; на глубине монтмориллонит сменяется хлоритом или гидрослюдой (Набоко, 1968; Steiner, 1968). Хлорит развивается в основных породах базальтового и андезито-базальтового состава, гидрослюда — в кислых дацитах (Набоко, 1962).

Жильная фаза на гидротермальных полях в связи с окислением в поверхностных условиях отделившегося от гидротерм сероводорода ($H_2S \rightarrow S^0 \rightarrow H_2SO_4$), выражена не в щелочных, а в кислотных фациях (Наковник, 1964; Набоко, 1963; и др.) и представлена телами опалитов и монокварцитов, которые с глубиной сменяются серными опалитами и кварцитами, а затем алунитовыми кварцитами (Власов, 1971).

Развиваются вторичные кварциты и опалиты в зонах восходящего потока концентрированных гидротермальных растворов, в незначительной степени разбавленных вадозными водами и имеющих высокую температуру. Залегают они вдоль разломов в виде крутопадающих тел (рис. 8), но местами, на участках, сложенных чередующимися слоями пирокластических пород и потоками лав, образуют пластообразные залежи (Власов и др., 1958).

Таблица 2

Некоторые примеры низкотемпературной аргиллизации, сопровождающей рудные, флюоритовые и кварцевые жилы

Район	Вмещающая порода	Зона околожильных ореолов		Жила	Автор
		внешняя	внутренняя		
Рудный пояс Перелового хребта, Колорадо	Монциты кварцевые	Монтмориллонитовая	Каолинитовая	Сульфидная	Мейер, Хемли, 1970
Казахстан	Граниты биотитовые	Каолинитовая		Горного хрусталя	В.Н.Разумова
Абхазия	Граниты	Гидрослюдистая	Каолинитовая	Флюоритовая	Котов, Лисицына, 1967
	Базиты	Монтмориллонит-гидрослюдистая (с карбонатами и пиритом локального распространения)	Каолинит-монтмориллонитовая		
Югославия	Ультрамафические породы	Хромсметитовая	Хромгалазитовая и каолинитовая	Сульфидная	Maksimovič, Stankovič, 1968
Абхазия	Диориты кварцсодержащие	Биотитизация	Гидрослюдистая с анкеритом	С молибденом	Казицын, 1960
Южная Фергана	Сланцы серицитовые	Гидрослюдистая	Каолинитовая	Ртутно-сурьмяная минерализация	Шахов, 1964
Юго-западная часть Аляски	Базальты	Каолинитовая		Ртутная минерализация	То же
Река Нижняя Тунгуска	Базальты	Сапонитовая (мощность 0,5-1 м)		Кальцит-халцедоновая и кварц-кальцитовая	Агураева, 1972

Таблица 2 (окончание)

Район	Вмещающая порода	Зона околожилных ореолов		Жила	Автор
		внешняя	внутренняя		
Массив Сент-Остелл, графство Корнуэлл, Англия	Граниты	Каолинитовая (мощность до 200 м)		Кварц-турмалиновая с околожилными грейзенами с топазом	Чухров, 1975
Район Плёмр, Франция	Лейкократовые мусковитовые граниты	Каолинитовая		Кварцевая	Чухров, 1975

В более глубоких горизонтах вследствие дегазации гидротерм и ошелачивания растворов (у точки кипения воды) развиваются зоны карбонатизации, цеолитизации и адуляризации. На больших глубинах под влиянием сильно нагретых неразбавленных гидротермальных растворов в процессе сольфатарного выщелачивания в приразломных зонах формируются более высокотемпературные кварц-серицитовые метасоматиты (см. табл.2) с пирофиллитом, дикситом и пиритом (рис. 9) и вторичные кварциты с диаспором, бемитом и алунитом (Наковник, 1964; Власов, 1964; Гаврикова, Бахтеев, 1965; и др.). Фашия вторичных кварцитов достигает наиболее мощного развития в вулканических комплексах кислого состава, так как чем кислее магма, тем она богаче сернокислыми газами (Дзоценидзе, 1970). В траппах вторичные кварциты неизвестны.

Учитывая характер пород, следует различать два типа аргиллизации: гидротермальную (включая "сольфатарную" Д.С. Коржинского) и гидротермально-вадозную (или низкотемпературную близповерхностную). С гидротермальной аргиллизацией связаны аргиллизиты – плотные массивные породы, богатые вторичными чешуйчатыми минералами: серицитом, хлоритом, пирофиллитом, дикситом и др., а с более низкотемпературной гидротермально-вадозной – глинистые метасоматиты – глинистые породы монтмориллонитового и каолинитового состава с реликтовой структурой материнских пород ("структурные" или "псевдоморфные" глины). Поэтому за метасоматитами выщелачивания первого типа рационально сохранить термин "аргиллизиты", а метасоматиты глинистого состава называть глинистыми метасоматитами (подобно тому, как в осадочных породах выделяют аргиллиты и глины).

Ю.В. Казицын (1972) по преобладанию в аргиллизирующих растворах того или иного кислотного начала (HF , HCl , H_2SO_4 , H_2CO_3) выделяет три генетических типа аргиллизации: галоидный, сульфатный (сольфатарный) и гидрокарбонатный. Качественный характер аргиллизации, судя по экспериментальным данным, во всех случаях тождествен.

Тип аргиллизации изменяется во времени. Так, в молодых вулканических областях по мере ослабления вулканической деятельности наблюдается смена галоидных эксгальций серными, а затем углекислыми. В соответствии с этим активно развивающемуся в настоящее время Восточному вулканическому поясу Камчатки свойственны галоидные эксгальции, а в области более древнего вулканизма – в Центральной Камчатской зоне резко проявлен недавний серный этап гидротермальной деятельности. Район давно угасшего вулканизма – Средний массив Камчатки – представляет собой современную провинцию углекислых вод (Власов, 1963).

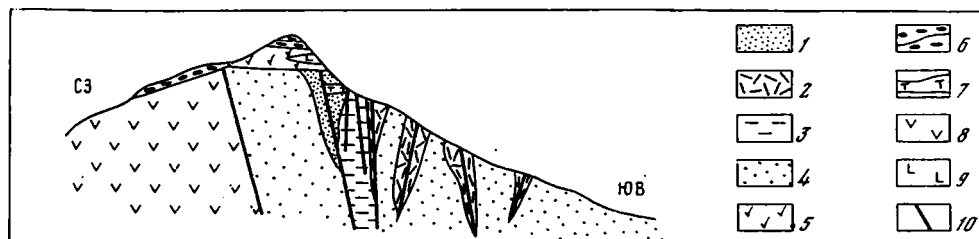


Рис. 8. Разрез гидротермально измененных пород вулкана Зими́на на Камчатке (Борисов, Власов, 1971).

1 - пористые кварциты и опалиты; 2 - алунитизированные породы; 3 - каолинизированные породы; 4 - зоны интенсивной монтмориллонитизации (сапонитизации); 5 - "гипсовая шляпа"; 6 - кратерно-озерные отложения; 7 - туфы; 8 - экструзии андезит-дацитового состава; 9 - потоки базальтовых и андезитовых лав; 10 - разломы

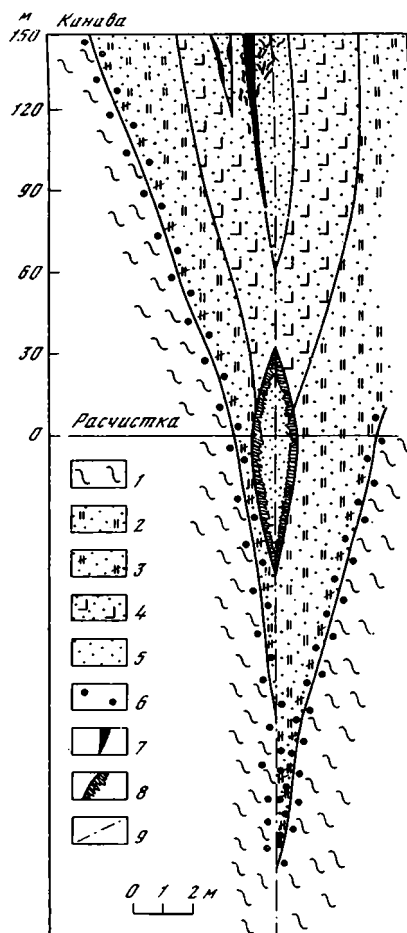


Рис. 9. Сводный вертикальный разрез одной из зон измененных пород в центральной части Быстринского района Камчатки (Василевский, 1958)

1-6 - фации измененных пород: 1 - пропилитовая, 2 - серицитовая, 3 - байделлитовая, 4 - каолинитовая (диккитовая), 5 - существенно кварцевая или монокварцевая, 6 - обогащенная пиритом; 7 - киноварь; 8 - жильный кварц; 9 - разлом

Установлено, что при воздействии на горные породы сильноокислых растворов состав метасоматитов не зависит от исходных пород и определяется составом метаморфизующих растворов. В областях же воздействия на породы разбавленных слабоокислых растворов состав метасоматитов контролируется составом исходных пород. При дальнейшем воздействии растворов происходит выравнивание состава метасоматитов (Набоко, 1966). При гидротермальной глинизации вулканических комплексов изменяются в основном горизонты и толщи вулканокластических пород: туфы, туфобрекчии и гиалокластиты, тогда как плотные лавы в связи с низкой их пористостью сохраняются неизменными. Поэтому глинистые метасоматиты залегают в вулканических комплексах в виде покровов и пластовых залежей, иногда многоярусных, повторяя форму залегания вулканокластических пород.

На сольфатарных полях Камчатки, Курильских островов и Новой Зеландии гидротермальные глины образуются и в настоящее время в местах выхода гидротерм непосредственно на дневную поверхность и слагают обширные по площа-

ди поля. Гидротермальная глинизация – единственный процесс, ход которого удается наблюдать во всей его полноте и последовательности в областях современного вулканизма (Казицын, 1972).

Ореолы глинизации и на современных гидротермальных полях контролируются системой разрывных нарушений и трещин. Сами же сольфатарные поля (Курильские острова, месторождение Вайракей в Новой Зеландии) приурочены к крупным разломам (Волостных, 1972). В приповерхностных условиях мощность глинизированных пород в вулканических комплексах нередко превышает 300 – 400 м, а в туфах достигает многих сотен метров, что позволяет говорить о площадной региональной глинизации (Волостных, 1972).

Площадной и региональный метасоматоз горных пород, как полагают вулканологи, является следствием дегазации находящихся на глубине очагов кислой магмы (Борисов, Борисова, 1974; Набоко, 1974; и др.) или внедрения в подземные воды вулcano-тектонических депрессий, контролирующих вулканические пояса в целом, эндогенного флюида (магматогенные гидротермы), связанного с дегазацией мантийного вещества (Набоко, 1974; и др.).

Поскольку в формировании глинистых метасоматитов современных гидротермальных полей принимают участие вадозные воды В.П. Казаринов (1969) рассматривает их как особую фацию кор выветривания элювиального происхождения, а А.С. Калугин и др. (Сингенетические..., 1964) – как коры выветривания фумарольно-сольфаторного типа.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, ДОКАЗЫВАЮЩИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ВАДОЗНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Рассмотрим геологические и минералогические данные, доказывающие гидротермально-вадозное происхождение древних кор выветривания. Одним из методов решения поставленной задачи является сравнительный анализ.

При сравнении разрезов древних классических кор выветривания с разрезами глинистых метасоматитов первичных ореолов выщелачивания эпитермальных месторождений видно, что в обоих случаях наблюдается одна и та же последовательность зон и тот же парагенез пород. При этом древние коры выветривания, развитые на магматических и метаморфических породах, обнаруживают большое сходство с разрезами первичных глинистых ореолов выщелачивания рудных, кварцевых и флюоритовых месторождений, а коры выветривания, связанные с вулканическими комплексами, отвечают разрезам современных сольфатарных полей Камчатки и Новой Зеландии (табл. 3). По существу каждому типу коры выветривания можно подобрать аналогичный по составу и строению разрез гидротермальных месторождений (табл. 4 и 5). В древних корах выветривания так же, как и в типовой колонке гидротермально глинизированных пород эпитермальных месторождений, выделяют две зоны: внешнюю (или нижнюю) монтмориллонитизации и внутреннюю (или верхнюю) каолинитизации или три: внешнюю хлоритизации или гидрослюдазации, промежуточную монтмориллонитизации и внутреннюю каолинитизации.

Разрезы с трехчленным делением (если не считать дополнительно выделяемую в подошве разреза зону дезинтеграции, или глыбового элювия) характерны для древних кор выветривания автометаморфически измененных пород:

Граниты	→ Серицитизированные граниты	→ Гидрослюдистая, или серицит-каолинитовая зона (щелочные каолины с остаточным микроклином)	→ Каолинитовая зона (нормальные каолины)
Базальты Диабазовые порфириты	→ Гидрохлоритовая зона — хлоритизированные породы, часто карбонатизированные	→ Хлорит-монтмориллонитовая или монтмориллонитовая зона	→ Красноцветная каолинитовая зона
Гипербазиты	→ Серпентиниты и керолитизированные серпентиниты	→ Нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты	→ Охры красные полосчатые

Разрезы с двухчленным строением характерны для магматических и метаморфических пород, основного состава, не измененных процессами автометаморфизма:

Габброиды Амфиболиты Габбро-диабазы	→ Монтмориллонитовая зона	→ Красноцветная каолинитовая зона
---	---------------------------	-----------------------------------

Для пород гранитного состава разрезы с промежуточной монтмориллонитовой зоной крайне редки (Додатко, 1971):

Граниты → Монтмориллонитовая зона → Каолинитовая зона

Промежуточная монтмориллонитовая зона на эпитермальных месторождениях в ряде случаев распадается на две подзоны: нижнюю гидрослюдисто-монтмориллонитовую и верхнюю монтмориллонит-каолинитовую (Волостных, 1972). Такого типа зональность нередко наблюдается и в древних корях выветривания пород кислого и основного состава:

Породы кислого и основного состава → Гидрослюдисто-монтмориллонитовая зона → Монтмориллонит-каолинитовая зона

Профили, представленные одной каолинитовой зоной, известны как на эпитермальных месторождениях, так и в древних корях выветривания (см. табл. 4):

Граниты → Каолинизированные граниты → Каолины

Таким образом, разрезы древних кор выветривания по строению и составу зон весьма близки к разрезам глинистых ореолов выщелачивания эпитермальных месторождений. Однако сопоставление тех и других разрезов во многих случаях крайне усложняется из-за отсутствия точных определений глинистых минералов. Так, к гидрослюдистой зоне до сих пор часто относят породы, сложенные монтмориллонитом ($N_m = 1,52-1,53$) и смешаннослойным серицит-монтмориллонитом. Это обстоятельство в значительной степени обусловлено тем, что до 60-х годов (до развития современных рентгеновских методов исследования глинистых минералов) монтмориллонит считался редким минералом и потому ярко интерферирующие глинистые продукты монтмориллонитового состава часто описывались (и продолжают описываться) как гидрослюдистые. К гидрослюдистой зоне относят и породы, сложенные каолинизированным серицитом или мусковитом (Чекин и др., 1974).

Гидрохлоритовая зона часто оказывается сложенной дисперсными хлоритами с разбухающей и дефектной решеткой (хлорофейтами), триоктаэдрическим

Таблица 3

Сопоставление типовых профилей кор выветривания с профилями гидротермально-аргиллизированных пород

Глинистые метасоматиты	Материнские породы	Зоны профиля		
		Зона дезинтеграции или гидрослюдисто-гидрохлоритовая	Зона структурных полиминеральных глин или монтмориллонитовая	Зона цветных каолинов и охр или каолинитовая
Древние коры выветривания интрузивных и метаморфических пород	Граниты	→ Граниты слабо каолинизированные	→ Первичные каолины	→ Первичные каолины
	Граниты и гранито-гнейсы серицитизированные	→ Гидрослюдистая зона	→ Каолины с остаточным микроклином (щелочные)	→ Первичные каолины
	Гнейсы среднего и основного состава	→ Гидрослюдистая или гидрослюдисто-гидрохлоритовая зона	→ Структурные гидрослюдисто-монтмориллонитовые, хлорит-монтмориллонитовые и каолинит-монтмориллонитовые глины	→ Каолиновые глины, часто с гидрослюдой
	Амфиболиты Габброиды Габбро-диабазы	→ Слабо измененные породы	→ Структурные монтмориллонитовые глины с ферримонтмориллонитом или нонтронитом	→ Красные каолины

Таблица 3 (окончание)

Глинистые метасоматиты	Материнские породы	Зоны профиля		
		Зона дезинтеграции или гидрослюдисто-гидрохлоритовая	Зона структурных полиминеральных глин или монтмориллонитовая	Зона цветных каолинов и охр или каолинитовая
Древние коры выветривания интрузивных и метаморфических пород	Серпентиниты	→ Керолитизированные серпентиниты	→ Нонтрониты и нонтронизированные серпентиниты	→ Охры красные, полосчатые
	Материнские породы	Зона хлоритизации и серицитизации	Зона монтмориллонитизации	Зона каолинитизации
	Породы кислого и среднего состава	→ Серицитизированные и хлоритизированные породы	→ Глинистые породы хлорит-монтмориллонитового, гидрослюдисто-монтмориллонитового и каолинит-монтмориллонитового состава	→ Глинистые породы каолинитового состава
	Основные породы	→ Хлоритизированные (пропилитизированные) породы	→ Глинистые породы монтмориллонитового и хлорит-монтмориллонитового состава, иногда с нонтронитом	→ Глинистые породы каолинитового состава
Коры выветривания молодых вулканических пород	Материнские породы	Зона гидрохлорит-гидрослюдистая	Зона монтмориллонитизации	Зона каолинитизации
	Вулканыты кислого состава	→ Селадонитизированные вулканыты с цеолитами	→ Монтмориллонитовые глины светлоокрашенные (монтмориллонит диоктаэдрический)	→ Каолиновые глины цветные и белые
	Вулканыты базальтового состава	→ Хлоритизированные вулканыты базальтового состава (хлориты дисперсные) с карбонатами и цеолитами	→ Монтмориллонитовые глины зеленовато-серые (монтмориллонит триоктаэдрический)	→ Каолиновые глины шоколадного, красного или бурого цвета
Ореолы аргиллизации современных гидротермальных полей (по Набоко, 1968)	Материнские породы	Зона пропилитизации или хлоритизации	Зона монтмориллонитизации	Зона каолинитизации
	Трахиты, дациты	→ Вулканыты с гидрослюдой и цеолитами	→ Монтмориллонитовые глины	→ Каолиновые глины цветные и белые
	Базальты	→ Вулканыты с хлором, часто богатые карбонатом и цеолитами	→ Монтмориллонитовые и сапонитовые глины	→ Каолиновые глины цветные

Таблица 4

Сопоставление конкретных разрезов древних кор выветривания с разрезами гидротермально глинизированных пород

Древние коры выветривания	Первичные ореолы выщелачивания эпитермальных месторождений
1. Еленинское месторождение первичных каолинов, Южный Урал	1. Месторождение горного хрусталя в Казахстане
Каолины белые и желтоватые крупночешуйчатые (до 60 м)	Каолины белые (до 10 м и более) с жилами и гнездами горного хрусталя
Каолинизированные граниты	Каолинизированные граниты
Граниты неизмененные	Граниты неизмененные
2. Глуховецкое месторождение первичных каолинов, УССР (Кириченко, Кондарчук, 1961)	2. Месторождение горного хрусталя на Южном Урале
Каолины белые или желтоватые (до 60-70 м)	Каолины красные с окисленным пиритом (до 10 м)
Пеликаниты (до 15 м)	
Гидрослюдистая зона (до 10-25 м)	Гидрослюдистая зона (до 200 м) с вкрапленностью пирита и погребями горного хрусталя; в верхних горизонтах с примесью монтмориллонита и гнездами опалитов
Дресвянистая зона (до 10-20 м)	
Граниты серицитизированные плотные, крепкие	Гранитоиды серицитизированные
3. Древние коры выветривания Русской платформы (Додевонские..., 1969)	3. Балеysкое золото-кварцевое месторождение (Русинова, 1970)
Каолинит-гидрослюдистая зона	Каолинитовая зона с примесью гидрослюды
Монтмориллонит-гидрослюдистая или каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая зона	Монтмориллонит-гидрослюдистая или каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая зона, в основании разреза с примесью вермикулит-хлорита
Породы кислого и основного состава магматические и метаморфические	Аркозо-полимиктовые песчаники
4. Нижнемезозойская кора выветривания Урало-Сибирской эпигерцинской платформы	4. Золото-серебряное месторождение Токайских гор (Русинова, 1970)
Каолины красные или обеленные	Каолинитовая или каолинит-монтмориллонитовая зона (более 100 м)
Монтмориллонитовая или хлорит-монтмориллонитовая зона	Монтмориллонитовая зона, в основании разреза со смешанослойным хлорит-монтмориллонитом (до 100 м)
Зеленокаменноизмененные, часто сильно карбонатизированные вулканы основного состава	Пропилитизированные вулканы основного состава

Таблица 5

Сопоставление разрезов древних кор выветривания вулканических пород с разрезами современных гидротермальных полей

Породы	Кора выветривания Черноморского побережья Аджарии (Разумова, 1971а, б)	Гидротермально глинизированные породы сольфатарных полей Камчатки (Набоко, 1966)
Кислые	Каолины малиново-красные, иногда с телами "вторичных кварцитов" с алунитами Монтмориллонитовые глины бентонитового типа с фено-кристаллами свежего санидина и биотита (по пемзовидным трахитовым туфам) Слабо монтмориллонитизированный селадонитовый трахит (до 0,5 м) Трахиты селадонитовые, плотные, неизменные	Цветные каолиновые глины (у разломов - опалиты и вторичные кварциты с алунитом и серой) Монтмориллонитовые глины белые и светло-серые с реликтовой структурой материнских пород Пропилиты (с гидрослюдай) по породам дацитового состава
Основные	Каолины малиново-красные (элювиальные) Монтмориллонитовые глины зеленовато-серые по гиалокластитам хлорит-витробазальтового состава с отдельными базальтовыми ядрами Дресвянистая зона - слабо монтмориллонитизированные гиалокластиты хлорит-базальтового состава с плотными базальтовыми ядрами (до 3,5 м) Неизменные шаровые базальтовые лавы слабо хлоритизированные	Цветные каолиновые глины Монтмориллонитовые и сапонитовые глины с реликтовой структурой материнских пород Пропилиты (с хлоритом) по породам базальтового состава

монтмориллонитом (Разумова, 1971а), железистым сапонитом (Домбровская, 1974), хлорит-монтмориллонитом (Кальберг и др., 1971; Смешаннослойные..., 1974), хлорит-вермикулитом (Никитина и др., 1971) и др. И.И. Гинзбург (1953) называл гидрохлоритами все зеленоцветные продукты разложения хлоритовых минералов. В настоящее время мы располагаем достаточно точными рентгеновскими методами, позволяющими диагностировать состав этих зеленоцветных глинистых продуктов, что нельзя было сделать еще десять лет назад. Поэтому в настоящее время пользоваться термином "гидрохлорит" без учета его состава уже нельзя. Между тем термин "гидрохлоритовая зона" до сих пор продолжает фигурировать при описании профилей древних кор выветривания. Большую осторожность нужно проявлять и при определении гиббсита (Додатко, Жлуктенко, 1974), так как за гиббсит часто принимают слоду.

При сопоставлении разрезов так называемый латеритный горизонт в профиль коры выветривания нами не включался, так как бокситы и "железистые латериты", венчающие полные профили древних кор выветривания, представляют

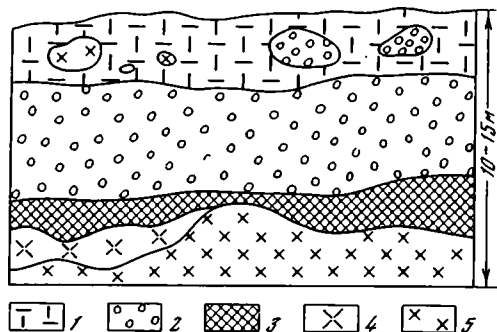


Рис. 10. Разрез бокситового месторождения Тамара, Гвинея (по В.А. Тенякову)

1 – суглинки четвертичные с обломками и глыбами бокситов и коренных пород; 2 – бокситы бобовой и бобово-обломочной структуры; 3 – структурные бокситы по нефелиновым сиенитам; 4 – нефелиновые сиениты каолинизированные; 5 – нефелиновые сиениты

собой не конечные продукты метасоматического выщелачивания (как это считают многие исследователи), а более поздние наложенные образования, генетически не связанные с профилем коры выветривания.

Пластовые бокситы, залегающие на коре выветривания, как было установлено А.Д. Архангельским (1937), представляют собой породы хомогенно-осадочного происхождения, а "железистые латериты" по последним данным являются аккумулятивными горизонтами древних почв (Милло, 1968) или горизонтами цементации, связанными с привносом железа грунтовыми водами (Фридланд, 1961).

В Восточной Африке железистые панцири залегают на разнообразных породах и генетически не связаны с древней каолиновой корой выветривания. Поэтому представление о том, что железистый панцирь является верхним горизонтом мощной коры выветривания и обязательно расположен над каолиновым горизонтом (так называемой белоцветной зоной), не соответствует действительности (Добровольский, 1971а). Возраст древних кор выветривания Восточной Африки домиоценовый, возраст железистых панцирей – неогеновый. Н.А. Лисицына (Лисицына, Пастухова, 1964; Лисицына, 1967), изучавшая латеритные коры Северного Вьетнама, также указывает, что поскольку железистые латериты часто пространственно отделены от глинистых кор выветривания, их нельзя рассматривать как верхнюю зону профиля. Они образуются в результате других процессов и являются более поздними наложенными образованиями. К такому же выводу пришел и В.М. Фридланд (1961), изучавший латериты и коры выветривания северной части Вьетнама.

Бокситы также часто венчают разрезы древних кор выветривания. Поэтому и их включают в профиль и считают конечными продуктами стадийного

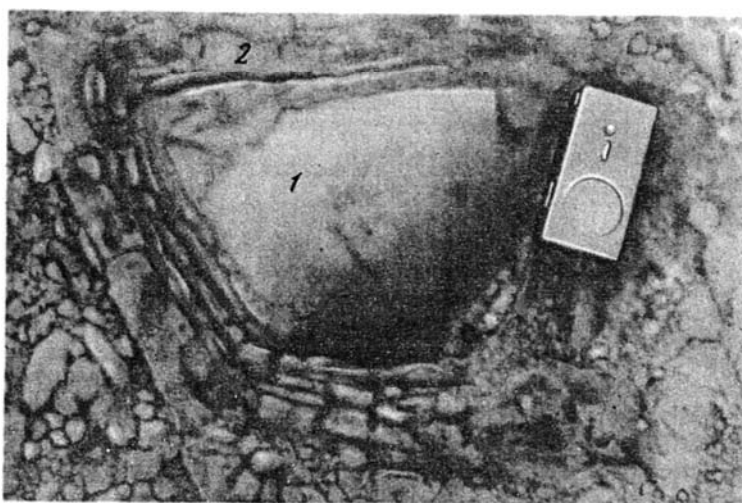


Рис. 11. Ядро долерита среди структурного метасоматического боксита, заместившего концентры сфероидов. Район Фенарии, Гвинея (Михайлов, 1966)

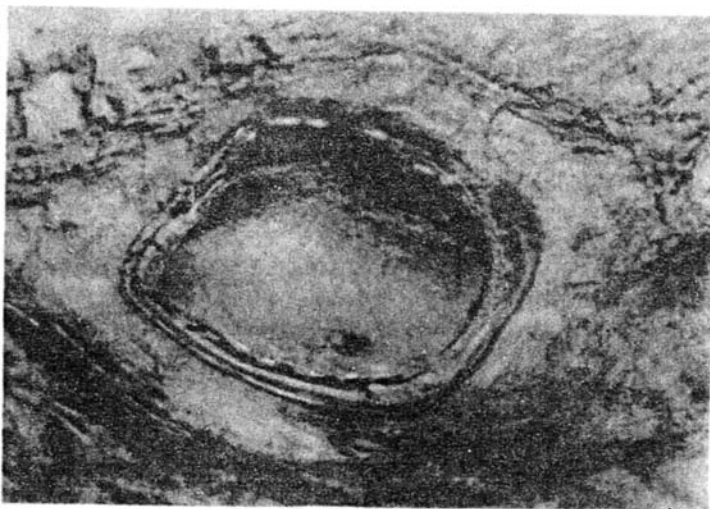


Рис. 12. Один из базальтовых псевдовалунов с концентрической полосчатостью вокруг него. Светлые полосы – опализированные, каолинизированные и осерненные породы, темные – сульфиды железа; фото В.В. Бочкарева (Власов, 1971)

изменения минералов материнских пород при латеритном выветривании, т.е. относят к верхней четвертой зоне профиля коры выветривания (зона дезинтеграции – монтмориллонитовая – каолинитовая – бокситовая, или латеритная). Согласно этим представлениям (Лисицына, Пастухова, 1964), процесс протекает по следующей схеме:

Плагноклаз + Галлуазит (каолинит) → Гиббсит
 Авгит + Хлорит + Монтмориллонит → Галлуазит → Гиббсит
 (гидрохлорит) (каолинит)

Таким образом, считается, что гиббсит образуется при латеритном выветривании в процессе разложения каолинита. Между тем бокситы представляют собой каменные породы, мало похожие на сильно пористые глинистые и окристые продукты метасоматического выщелачивания древних кор выветривания (Разумова, 1961). Поэтому допускается, что в связи с высокой концентрацией в остаточных продуктах гидроокислов железа и алюминия происходит их перераспределение, приводящее к цементации породы и образованию характерных для бокситов бобовых и колломорфных структур (Лисицына 1967).

Независимость бокситовых залежей от древних кор выветривания доказывается и тем, что в Гвинее, там, где платформенный фундамент сильно приподнят и древние коры сильно размыты, бокситы лежат непосредственно на скальных породах (рис. 10) и лишь местами переходят на кору выветривания (Хардер, 1959; Горещкий и др., 1963; Липова, Тимофеев, 1970; и др.). В Гвинее, где бокситы лежат на граптолитовых или филлитовых сланцах силу-

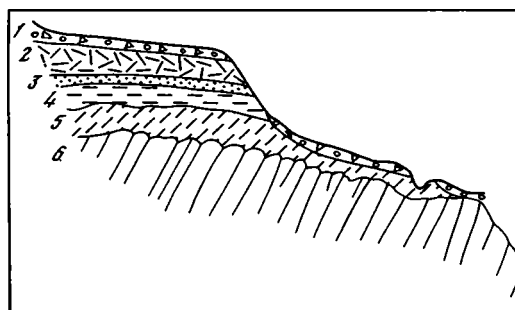


Рис. 13. Профиль коры выветривания на филлитах хр. Ниандан-Банье в Гвинее (Писемский, 1968)

1 – кираса, 2 – боксит; 3 – каолин-гиббситовый горизонт; 4 – каолиновый горизонт; 5 – гидрослюдисто-гидрохлоритовый горизонт; 6 – невыветрелые филлиты

ра или рвущих их долеритах, в подошве бокситового пласта развиваются "элювиальные", или "латеритные бокситы" (бокситы по сланцам, бокситы по долеритам и т.д.), которые благодаря наличию постепенного перехода в подстилающие породы и сохранности реликтов структуры замещенных пород (сланцев или долеритов), также принимаются за элювиальные образования. Верхняя же часть латерит-бокситовых покровов с бобово-обломочно-колломорфной структурой считается осадочной или перемещенно-обломочной, образовавшейся в процессе перераспределения нижележащих элювиальных бокситов (Теняков, Акаемов, 1972). Сторонники элювиального происхождения бокситов объясняют формирование таких "сокращенных" латеритных профилей (материнская порода - боксит) следующим образом.

"При быстром выветривании в условиях тропиков разрушение силикатов происходит настолько интенсивно, что промежуточные стадии изменения минералов протекают очень быстро и наблюдаются как бы псевдоморфозы гиббита по магматическим алюмосиликатам" (Лисицына, Пастухова, 1964, с.401). Между тем "остаточные бокситы", или "боксит-латериты", представляя собой метасоматиты инфильтрационного происхождения, обязанные своим возникновением взаимодействию поступающих со стороны агрессивных глиноземистых растворов с коренными породами в процессе формирования бокситового пласта. В долеритах, там, где метасоматические бокситы развиваются по концентрам сфероидов, облекающих долеритовые ядра, развиваются своеобразные концентрические структуры замещения (рис. 11). Метасоматическую природу такого типа структур подтверждает разрез из кратера вулкана Кудрявого с о.Итуруп на Камчатке, где аналогичные метасоматические концентрические структуры образуются в настоящее время при замещении концентров сфероидов, окружающих базальтовые ядра (рис. 12), серой, опалом и сульфидами железа (Власов, 1971). В Советском Союзе метасоматические бокситы впервые были описаны Ю.Б. Бассом (1958) на Высокопольском бокситовом месторождении Ингулецко-Днепровского района УССР. В настоящее время они установлены во многих бокситовых месторождениях Советского Союза (Рудоносные..., 1974).

Таким образом, бокситы и железистые панцири не являются верхней зоной профиля коры выветривания, а представляют собой более поздние наложенные образования осадочно-хемогенного (пластовые бокситы), инфильтрационно-метасоматического (латеритные, или элювиальные бокситы) или гидроморфно-аккумулятивного (железистые панцири) происхождения.

В Западной Африке железистые панцири (рис. 13) значительно моложе бокситов (Писемский, 1968; Добровольский, 1974; Проблема..., 1974; и др.). Возраст бокситов верхний мел - третичный или чаще - эоценовый (Проблема..., 1974), возраст железистых панцирей - неогеновый (Добровольский, 1974). Таким образом, включать бокситы и железистые панцири в профиль коры выветривания никак нельзя. В.П. Петров (1970) также считает, что латеритные разрезы представляют собой сложное геологическое тело, нижняя часть которого - собственно кора выветривания - имеет иное происхождение, чем верхняя (панцирь, верхний боксит и т.д.).

Обратимся снова к сопоставлению разрезов древних кор выветривания с разрезами глинистых ореолов выщелачивания эпитермальных месторождений.

ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Сравнительный анализ разрезов древних кор выветривания с разрезами первичных ореолов выщелачивания эпитермальных месторождений показал, что зональность, присущая древним корам, по характеру также соответствует метасоматической зональности первичных ореолов выщелачивания эпитермальных (рудных и жильных) месторождений и не имеет ничего общего с почвенной зональностью, с которой ее до сих пор отождествляли. Для древних кор выветривания, так же как и для глинистых ореолов выщелачивания эпитермальных

месторождений, характерно сложное зональное строение (рис. 14), обусловленное сочетанием вертикальной зональности с горизонтальной (с "зональностью в плане"). Зональное строение древних кор выветривания различными авторами трактуется по-разному.

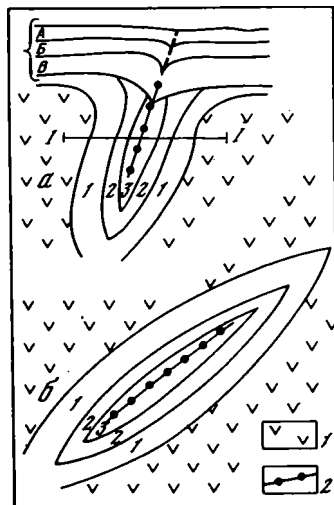
По мнению И.И. Гинзбурга (1963б), теоретически любая кора выветривания должна иметь зональный профиль, так как кислые почвенные растворы, просачиваясь вниз, постепенно усредняются или переходят в слабощелочные и щелочные растворы. В результате увеличения рН, а также изменения с глубиной концентрации солей в воде и уменьшения кислотного потенциала интенсивность процессов выветривания с глубиной ослабевает и изменяется характер этих процессов. Но одновременно с этим И.И. Гинзбург отмечал, что древние коры выветривания являются образованиями "независимыми или слабо зависимыми от почвенных процессов" (1963б, с.76) и отводил большую роль в формировании древних кор выветривания грунтовыми водами. В одной из своих работ И.И. Гинзбург (1938) писал, что коры выветривания развиваются в зоне аэрации, там, где под влиянием "грунтовых вод" и "грунтового воздуха" совершаются процессы глубинного выветривания. К.К. Никитин, И.В. Витовская и Ю.Ю. Бугельский (1969), придерживаясь той же точки зрения, отмечают, что изменение химического состава подземных вод приводит к зональному строению формирующейся коры выветривания, или иначе: геохимическая зональность в корях выветривания возникает при взаимодействии горных пород с нисходящими грунтовыми водами (Никитин, 1970), очевидно, с фильтрующимися сверху атмосферными осадками.

В отличие от И.И. Гинзбурга и его последователей, В.П. Петров (1967) считает древние коры аналогами современных почв, а поскольку все зоны современной почвы возникают одновременно, то и в древних корях выветривания все зоны реакционной зональности развивались одновременно. Верхняя зона растет за счет второй, расположенной ниже, а вторая — за счет третьей и т.д. Причем никаких принципиальных различий между мощными и маломощными корами выветривания типа современной почвы нет. Учитывая приуроченность древних кор выветривания к пенепленизированной поверхности платформенного фундамента, формирование зонально построенного профиля выветривания В.П. Петров (1967, с.47) представляет следующим образом: "Почвообразовательные процессы на пенеплене происходили при практическом отсутствии эрозии, это позволило сохраниться в течение всего времени почвообразования единой весьма постоянной древней поверхности, в результате чего могла сформироваться мощная почва (кора выветривания) с четкой зональностью".

В.Н. Разумова (1970а) в отличие от И.И. Гинзбурга и его последователей, а также В.П. Петрова считала зоны первичных профилей древних кор выветривания разновременными образованиями, сформировавшимися в результате наложения разновозрастных элювиальных процессов одна на другую вследствие изменения климата (Разумова, 1956, 1970а; Разумова, Херасков, 1963а). Этот вывод был основан на том, что зоны профиля накладываются одна на другую, а границы между зонами не параллельны и нередко даже пересекаются между собой (см. рис. 1 и 16). Кроме того, каждый элювиальный горизонт

Рис.14.Строение ореола гидротермально измененных пород в разрезе (а) и плане (б) по сечению 1-1' (Волостных, 1972)

1 — неизмененные породы; 2 — рудное тело.
А, Б, В — зоны поверхностной части ореола; цифры на схеме: 1, 2, 3 — зоны ореола аргиллизированных пород



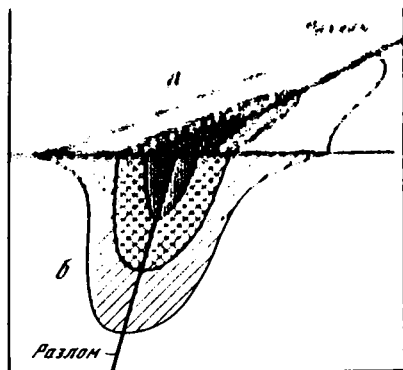


Рис. 15. Схема, иллюстрирующая сложное зональное строение древних кор выветривания зон разломов, обусловленное сочетанием горизонтальной зональности (а) с вертикальной (б)

сопровождается своими иллювиальными горизонтами (см. рис. 27).

Однако всем трем представлениям противоречит наличие в древних корях выветривания наряду с вертикальной зональностью также горизонтальной (см. рис. 14). Для древних кор выветривания линейного типа — глини-

стых метасоматитов зон разломов, так же как и для первичных ореолов выщелачивания эпитермальных месторождений, характерны зонально-симметричные ореолы с зональностью типа конус в конус с более или менее крутыми контактами между зонами, вытянутыми в направлении разлома, и концентрическим расположением зон в плане (рис. 15 и 16). Для залежей площадного типа присуща зональность типа плащей (Власов, 1971) с вогнутыми, но пологими относительно дневной поверхности контактами между зонами (см. рис. 1, 31, 40). Такие соотношения зон профиля не соответствуют зональности почвенно-элювиальных профилей. Кроме того, для профилей древних кор выветривания, так же как и для первичных ореолов выщелачивания гидротермальных месторождений (Омельяненко, 1970), характерно: наложение более выщелочных верхних зон на менее выщелоченные нижние; концентрация продуктов выноса по периферии ореолов выщелачивания; приуроченность продуктов конечного разложения к внутренним частям зон измененных пород.

Такого типа зональность особенно резко выражена в никеленосных корях гипербазитовых массивов Урала. Для последних характерен нонтронитовый профиль, состоящий из трех резко отличных по цвету и составу зон (снизу вверх): обеленных керолитизированных серпентинитов, фисташково-зеленых нонтрони-

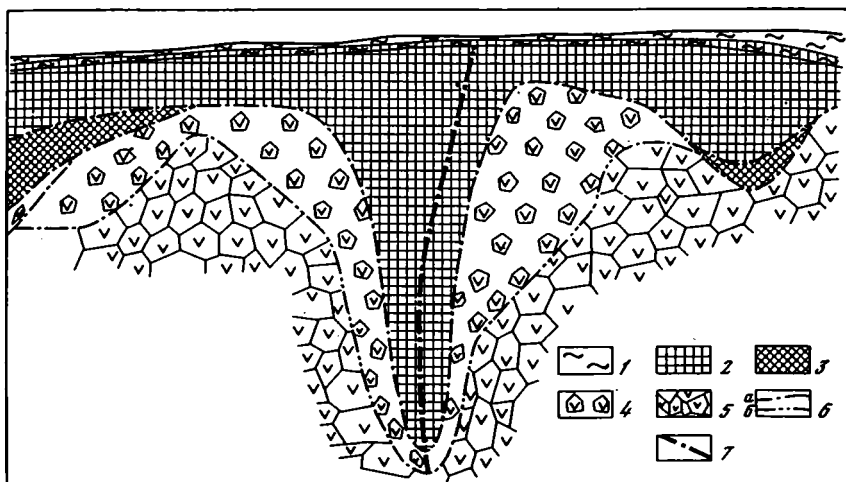


Рис. 16. Разрез трещинно-площадной коры выветривания (Никитина и др., 1971)

1 — покровные отложения и охристо-глинистые продукты переотложения кор выветривания серпентинитов; 2 — охра по апоперидотитовым серпентинитам; 3 — нонтронитизированный апоперидотитовый серпентинит; 4 — керолитизированный апоперидотитовый серпентинит; 5 — магнетитовый дезинтегрированный апоперидотитовый серпентинит; 6 — границы зон выветривания: а — установленные, б — предполагаемые; 7 — тектоническое нарушение

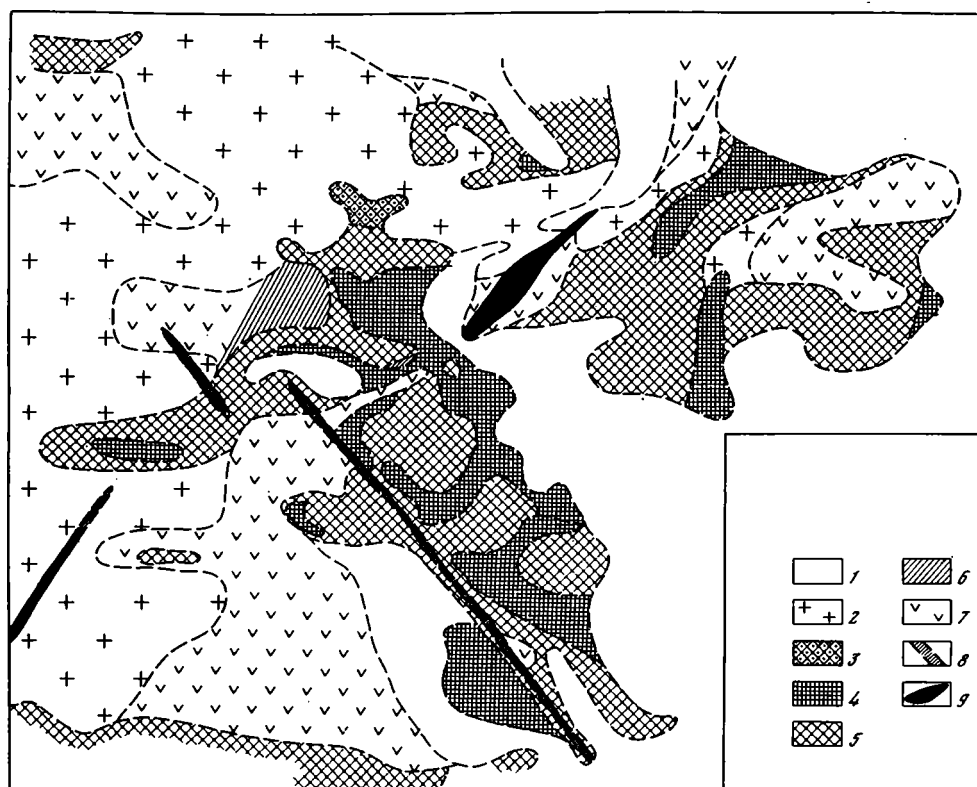


Рис. 17. Геологическая карта участка никеленосной коры выветривания гипербазитов в районе сопки Кемпирсай-Бугор с выходами окремненных серпентинитов (составили В.Н. Разумова, Н.П. Херасков и Г.А. Топунова)

1 – пестроцветные глины; 2 – силифицированные (окремненные) серпентиниты; 3 – нонтрониты с кремнистыми глыбами и конкрециями; 4 – охры; 5 – нонтрониты; 6 – нонтронитизированные серпентиниты (ВЗН); 7 – керолитизированные серпентиниты; 8 – каолинизированные и монтмориллонитизированные габбро-диабазы; 9 – габбро-диабазы (неизмененные)

тизированных серпентинитов и оливково-зеленых нонтронитов, красных полосчатых охр.

В нонтронитовом профиле так же, как и в первичных ореолах выщелачивания гидротермальных месторождений, каждой зоне соответствует свой горизонт цементации. В основании обеленных керолитизированных серпентинитов развит "магнезитовый капустник" магнезитового, доломитового или доломит-кальцитового состава (Щербина, 1950); в подошве нонтронитовой зоны – горизонт пятнистой и жилковатой опализации, а в основании охристой зоны – горизонт мелкопрожилковой асболоановой минерализации (см. рис.27).

Магнезитовая зона, развитая в подошве глинизированных пород, по периферии месторождения выходит на поверхность и довольно точно оконтуривает границы залежи, образуя вокруг "магнезиальное кольцо", не выходящее за пределы серпентинитового массива. Верхние два горизонта цементации – горизонты опализации и асболоановой минерализации – не всегда резко выражены, а на некоторых месторождениях выпадают из разреза. Интересно отметить, что в нонтронитовом профиле выщелачивания пикритовых порфиров Чадобецкого поднятия Енисейского края магнезитовой зоне серпентинитовых пород соответствует горизонт "сидеритового капустника" (Слукин, 1967).

Вертикальная и горизонтальная зональность, характерная для никеленосных кор выветривания серпентинитовых пород Урала, отчетливо выявляется на

Зона	Горячий источник	Зоны вниз от поверхности	t, °C	Характерные минералы
Безрудная	↑	Экзотермальная	50–100	—
Индикаторная	↑	Верхняя эпитермальная	100–150	Барит, флюорит, доломит, кальцит, сидерит, марганец-сидерит, анкерит, кварцит
Сульфидная	↑	Нижняя эпитермальная	150–200	Золото, минералы серебра, галенит, сфалерит, марказит
	↑	Мезотермальная	200–300	Пирит, галенит, марказит
	↑	Гипотермальная	300–400	Пирит, марказит, халькопирит, молибденит
Первичных окислов	↑	Верхняя эндотермальная	400–800	Магнетит, гематит, касситерит, минералы вольфрама
Безрудная	↑	Нижняя эндотермальная	800–1200	—

Рис. 18. Пространственная зональность гидротермальных рудных месторождений. По У. Уокеру и Т. Уокеру (Шахов, 1964)

геологических профилях и геологических картах (рис. 17), так как благодаря резко выраженному зональному строению никеленосные коры картируются как слоистые осадочные толщи (Херасков, Разумова, 1955).

Таким образом, древние коры выветривания, так же как и первичные ореолы выщелачивания гидротермальных месторождений, имеют зональное (трех-, двух- и однозональное) строение и характеризуются той же строго определенной последовательностью зон.

Метасоматическая зональность, как отмечает В.А. Жариков (1966), представляет собой свойство метасоматических постмагматических образований и возникает в процессе взаимодействия пород с воздействующими растворами. Изменение кислотности – щелочности растворов является главным фактором эволюции постмагматических растворов, определяющим смену в метасоматической колонке одних минеральных парагенезов другими. Всякий постмагматический процесс приводит к возникновению специфической метасоматической колонки, имеющей строго определенное строение, с однозначной последовательностью зон; это явление наблюдается и в древних корах выветривания.

Близость древних кор выветривания по строению разрезов, типу зональности и составу зон к первичным ореолам выщелачивания эпитермальных месторождений свидетельствует об образовании древних кор в условиях, сходных с условиями формирования глинистых метасоматитов низкотемпературных гидротермальных месторождений.

Однако в настоящее время к гидротермальным образованиям относят только глинистые и охристые продукты метасоматического выщелачивания, вмещающие рудные тела или содержащие типичную гидротермальную минерализацию (флюорит, алуит, горный хрусталь и др.). В то время как пустые за-

лежи или залежи, несущие минерализацию (даже рудную) силикатного или фосфатного состава, считаются корами выветривания элювиального происхождения, хотя глинистые ореолы в том и другом случае сложены одними и теми же глинистыми продуктами и по существу ничем не отличаются один от другого.

Очевидно, древние коры выветривания, лишенные рудной и жильной минерализации, являются аналогами безрудных ореолов выщелачивания эпитермальных месторождений. Зона гидротермальной глинизации, по схеме Р. и У. Уокеров (рис. 18), отвечает верхней эпитермальной и эктотермальной зонам гидротермальных рудных месторождений, в которых благодаря их приповерхностному положению рудная минерализация почти не проявляется и среди жильных минералов преобладают карбонаты, флюорит и кварц. Известно, что гидротермальный процесс не всегда завершается жильной (или рудной) стадией. Последняя часто выпадает или составляет лишь незначительный эпизод в гидротермальном процессе. Поэтому отсутствие рудной и типичной гидротермальной минерализации в древних корях выветривания не исключает принадлежности их к низкотемпературным гидротермальным образованиям.

Однако в рудносных корях, в частности, в никеленосных корях выветривания гипербазитовых массивов Урала, резко выражена и рудная фаза, но представлена она гарниеритом, ревдинскитом, непуитом, никелевым сепиолитом и т.д., которые как глинистые минералы не принимаются во внимание и считаются гипергенными. С другой стороны, если жильная фаза и выражена типичной гидротермальной минерализацией, как, например, в корях выветривания гипербазитов р. Малки (горным хрусталем, аметистом, морионом, бруситом, антофиллитом, стронциевым арагонитом, гидрокарбонатами магния и др., см. табл. 12) или в первичных каолинах Украинского кристаллического щита (пеликанитными — опализованными каолинами с опалом, содержащим высокотемпературный β -кristобалит и иногда тридимит), то и эта минерализация также считается гипергенной только на том основании, что развита она среди глинистых продуктов метасоматического выщелачивания, относимых до сих пор к элювиальным образованиям.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ДРУГИЕ ДАННЫЕ

Участие гидротермальных растворов в формировании древних кор выветривания — глинистых метасоматитов зон разломов платформенного фундамента может быть подтверждено еще рядом других геологических, минералогических и геохимических данных.

Из геологических данных отметим следующие.

1. Древние коры выветривания приурочены к разломам (рис. 19) и сопряженным с ними зонам повышенной трещиноватости (табл. 6); в зонах разломов они достигают очень большой мощности 50–100, а иногда 200–400 м и более. Подобно глинистым метасоматитам первичных ореолов выщелачивания эпитермальных месторождений они тяготеют к верхним частям гидротермальных систем (рис. 20), располагаясь вдоль разломов в виде цепочек и полос.

2. Древние коры выветривания, так же как и гидротермальные месторождения, характеризуются четкой зависимостью морфологии залежей от конфигурации тектонических зон и концентрации продуктов осаднения и метасоматического замещения у растворподводящих разломов и трещин, что отразилось и в классификациях древних кор выветривания (Месторождения..., 1937; Древняя кора..., 1946–1947; Гинзбург, 1963б; Никитин, 1970; Григорьева, Шешукова, 1969). Приуроченность зон интенсивной минерализации к разломам особенно четко выступает в никеленосных корях серпентинитовых пород, связанных с надвигами. Конфигурация некоторых никеленосных кор трещинного типа характерна для эндогенных месторождений. Примером могут служить линейно-трещинные коры Аккермановского (см. рис. 45) и Липовского (рис. 21) гипербазитовых массивов Урала.

3. В древних корях выветривания, так же как и в гидротермальных рудных и жильных месторождениях, различаются следующие три стадии: а) стадия

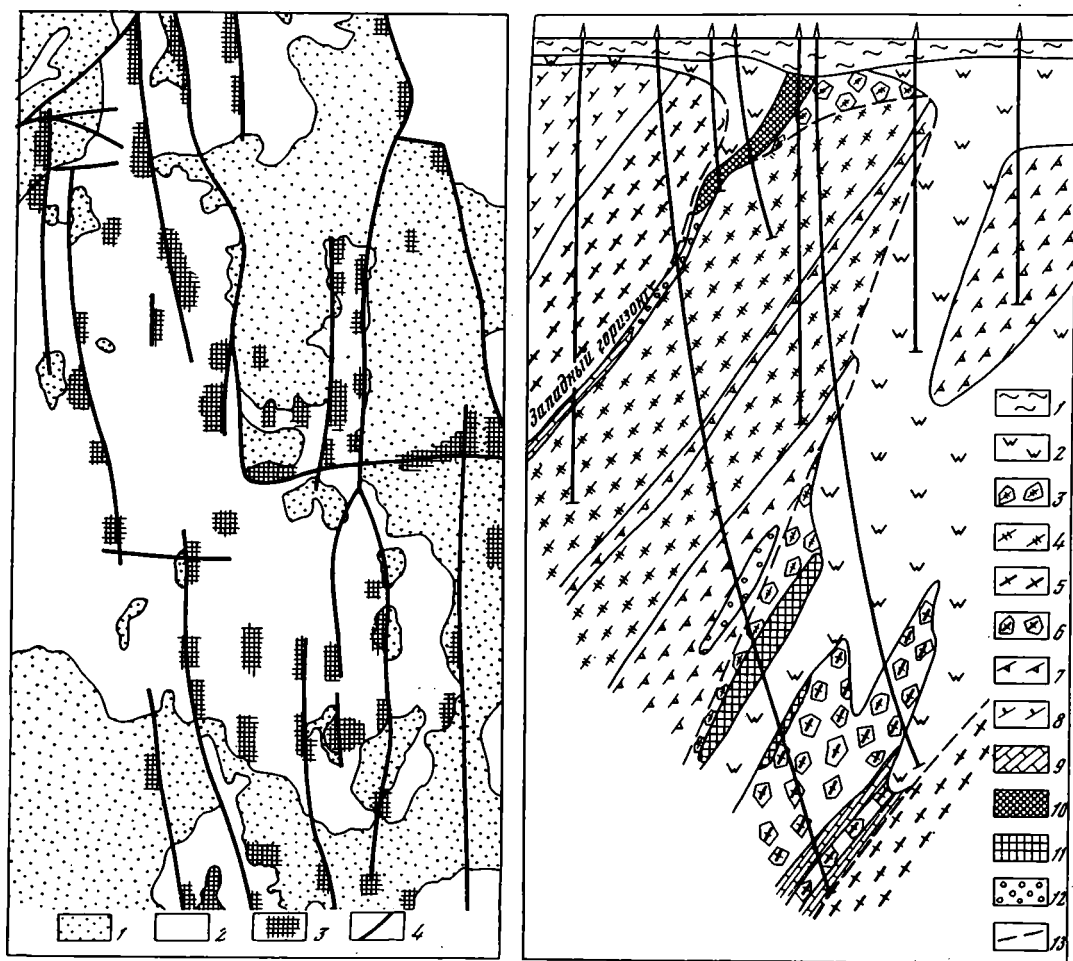


Рис. 19. Схема, иллюстрирующая приуроченность древней коры выветривания к разломам. Кемпирсайский район Южного Урала (Алешков, 1941а)

1 – покровные мезо-кайнозойские отложения; 2 – породы палеозоя; 3 – древняя кора выветривания; 4 – разломы

Рис. 20. Разрез глинистой коры выветривания линейно-трещинного типа Северо-Камбалхинского скарноворудного месторождения. По Г.С. Новопащину

1 – покровные отложения; 2 – глинистые коры выветривания (зона гидролиза); 3 – дезинтегрированные и выщелоченные амфиболиты, плагиогнейсы (зона выщелачивания); 4 – амфиболиты; 5 – роговообманково-биотитовые плагиогнейсы; 6 – дезинтегрированные и выщелоченные роговообманково-биотитовые плагиогнейсы; 7 – роговообманковые плагиогнейсы; 8 – биотитовые плагиогнейсы; 9 – мраморы; 10 – руды полумартитовые и мартитовые; 11 – магнетитовые руды; 12 – скарны; 13 – границы линейных кор выветривания

начального метасоматического выщелачивания, приводящая к образованию первичных ореолов выщелачивания зонального строения; б) жильная (или рудная) стадия, сопровождаемая часто околожильными изменениями; в) заключительная (пострудная стадия), представленная "пустыми" жилами и прожилками (Омельяненко, 1970). Все стадии особенно резко выражены в рудоносных корках. Так, в никеленосных корках гипербазитовых массивов Урала первичные ореолы выщелачивания выражены приведенным выше нонтронитовым профилем

Таблица 6

Тектоническое положение древних кор выветривания
по данным различных авторов

Район	Тектоническая приуроченность	Автор
Никеленосная кора выветривания гипербазитов		
Средний и Южный Урал	В зонах мелкой трещиноватости слагает площадные залежи (коры площадного типа), в зонах тектонического дробления – глубокие карманы (коры трещинного типа)	Месторождения..., 1937
	Слагает глубокие карманы вдоль региональных нарушений типа крупных надвигов (коры трещинного типа), площадные залежи – по зонам мелкой трещиноватости (площадные коры)	Корин, 1960
	Наиболее мощные залежи развиваются на пересечении разломов и в тектонических узлах, сопровождающихся повышенной трещиноватостью и развитием жильной фазы	Никитин, 1970
Северный, Средний и Южный Урал	Линейная кора формировалась одновременно со сбросовыми дислокациями мезозойского (и палеогенового) возраста, а площадная приурочена к грабенам. Рудные месторождения тяготеют к зонам глубинных разломов высокой тектонической подвижности	Архангельский, 1966
Уфалейский район, Средний Урал	Приурочена к разломам взбросо-сдвигового характера	Сысоев, 1963
Кемпирсайский район, Южный Урал	Связана с альпийскими разломами меридионального простиранья	Алешков, 1941а
Аккермановское месторождение, Южный Урал	Локализуется вдоль зоны крупных тектонических нарушений, представленной широкой полосой тектонических брекчий, и уходит на глубину до 150 м (см. рис. 45)	Месторождения..., 1937
Ново-Айдырлинское месторождение, Южный Урал	Приурочена к зоне тектонических брекчий большого сложно построенного надвига (см. рис. 44)	Разумова, 1945
Черемшанское месторождение, Южный Урал	Приурочена к двум системам тектонических нарушений: меридиональному разлому и широтному надвигу, переходящему в сбросо-сдвиг	Осадчук, Ульянов, 1940
	Вдоль разломов и нарушений образует серии параллельных клиновидных залежей, круто уходящих на глубину до 250–300 м	Бородина, 1969

Таблица 6 (продолжение)

Район	Тектоническая приуроченность	Автор
Урал, Салаир и Алтай	Приурочена к региональным тектоническим зонам протяженностью до 3 км при ширине 200 м и прослеживается по падению до глубины 200–300 м	Григорьева, Шешукова, 1969
Провинция Ориента, о. Куба	Наиболее развита в зонах тектонических нарушений, "рвы" и "карманы" мощной, богатой никелем коры приурочены к разломам, сопряженным с главным разломом	Корин и др., 19676
Район Моа, о. Куба	Тяготеет к линейной зоне смятия, являющейся, вероятно, нарушением, оперяющим главный разлом или параллельным ему	Финько и др., 1967
Первичные каолины и пеликаниты		
Еленинское, Акмуллинское и другие месторождения, Южный Урал	Приурочены к глубинному Джамбарак–Карагайскому разлому	Горбачев и др., 1973
Месторождения Просяновское и Белая Балка, Украинский кристаллический щит	Связаны с дизъюнктивными нарушениями (см. рис. 62)	Сивоконь, 1969
Пеликаниты Украинского щита	Тяготеют к зонам разломов	Погребной, 1974
Пеликаниты Степняковского района, Северный Казахстан	Приурочены к тектоническим клиньям	Э.М. Спиридонов
Алексеевское месторождение, Северный Казахстан	Приурочены к интрузивному комплексу, разбитому густой системой пересекающихся дизъюнктивных нарушений. Мощность залежи до 65,3 м	Наумов, 1974
Кора выветривания железорудных месторождений		
Криворожский бассейн	Приурочена к участкам шарнирных и столбовых зон поперечной складчатости, трещиноватости и разрывных нарушений	Белевцев и др., 1959 г.
	Приурочена к шарниру и поперечным перегибам восточного крыла Саксаганской синклинали, к контакту верхней и средней свит криворожской серии, осложненному тектоническими подвижками	Дмитриев, Кравченко, 1965

Таблица 6 (продолжение)

Район	Тектоническая приуроченность	Автор
Курская магнитная аномалия	Развита по крупным региональным нарушениям, секущим протерозойский фундамент в меридиональном направлении. Падение зон крутое – от 70 до 85° (см. рис. 2) Тесно связана с формированием Днепровско-Донецкой впадины, имеющей характер грабена	Корин, 1960 Чайкин, 1964
Кора выветривания различного типа алюмосиликатных пород		
Кольский полуостров	Приурочена к тектонически ослабленным зонам, контактам, разломам	Афанасьев, Лихачев, 1974
Финляндия	Приурочена к линии сочленения протерозойских и архейских структур. Для поисков каолинов перспективны разломы	То же
Павловский выступ докембрийских пород Воронежского кристаллического массива	В региональном плане подчинена блоковой тектонике. Наиболее развита в опущенных блоках, вдоль линий разломов и на контактах пород различного состава	Хожайнов и др., 1967
Украинский кристаллический щит	Приурочена к линиям разломов древнего заложения	Бокситы платформенной части..., 1971
Северо-восточная часть Украинского кристаллического щита	Приурочена к Звиздаль-Залесской зоне разломов (мощность 50–200 м)	Мельничук, 1972
Волго-Уральский свод	Приурочена к додевонским разломам	Липинская, Журавлев, 1967
Богословская депрессия восточного склона Урала	Приурочена к швам сдвигов	Каретин, 1965
Южный Урал	Формирование коры определялось в основном тектоникой, а не климатом	Гусаки, 1961, 1963
Мугоджары	Линейная кора приурочена к зонам глубинных разломов	Бурмин, 1969

Таблица 6 (окончание)

Район	Тектоническая приуроченность	Автор
Юго-западная периферия Западно-Сибирской низменности	Линейная кора приурочена к зонам крупных разломов, контактам интрузивных пород, участкам повышенной трещиноватости; площадная кора тяготеет к кайнозойским эффузивам основного состава (T_{1-2})	Грачев, 1966
Тургайский прогиб	В пределах крупных отрицательных элементов рельефа фундамента имеет площадное распространение, мощность ее 30-40 м, в зонах региональных разломов достигает 150 м	Сахаров, 1969
Юго-западная часть Центрального Казахстана	Там, где с разломами контактируют известняки турне, развита мощная глинистая кора выветривания	Островский, Хардикайнен, 1972
Чадобецкое поднятие, Енисейский хряж	Большая мощность (более 400 м) обусловлена широким развитием разрывных нарушений и блоковыми перемещениями, происходившими в замковой части антиклинали	Слукин, 1967
Минусинская котловина и ее горное обрамление	Наиболее мощная в грабенах, а также в зонах повышенной тектонической трещиноватости интрузивных пород	Добродеев, 1965
Прибайкальская и Саяно-Енисейская антиклинали	Наиболее мощные карманы в гранитах приурочены к линейно-вытянутым участкам развития милонитов	Чекин, 1969
о.Ольхон, Прибайкалье	Линейные коры приурочены к продольным разломам, пересекающим архейский фундамент на пластины северо-восточного простирания	Логачев и др., 1964
Прибайкалье	В грабенообразных структурах имеет покровное залегание	Домбровская, 1970

зонального строения (см. рис. 27). Жильная фаза представлена очень богатым и сложным комплексом минералов (см. табл. 11), в том числе и никелевыми силикатами, образующими залежи промышленного значения (см. рис. 21). С жильным этапом связаны приуроченные к разломам тела метасоматических кварцитов (силифицированных серпентинитов или берберитов) большой мощности (см. рис. 37). К заключительной стадии относятся метасоматические тела, гнезда и прожилки доломита, арагонита и глинистых минералов.

4. В отличие от почвенно-элювиальных образований древние коры платформенного основания образуются не только в поверхностных условиях, но и на глубине, изолированно от земной поверхности ("закрытые" и "слепые" коры И.И. Гинзбурга). Примером может служить древняя кора выветривания Волго-Уральского свода линейно-трещинного типа, обладающая повторной зональностью. "По кра-

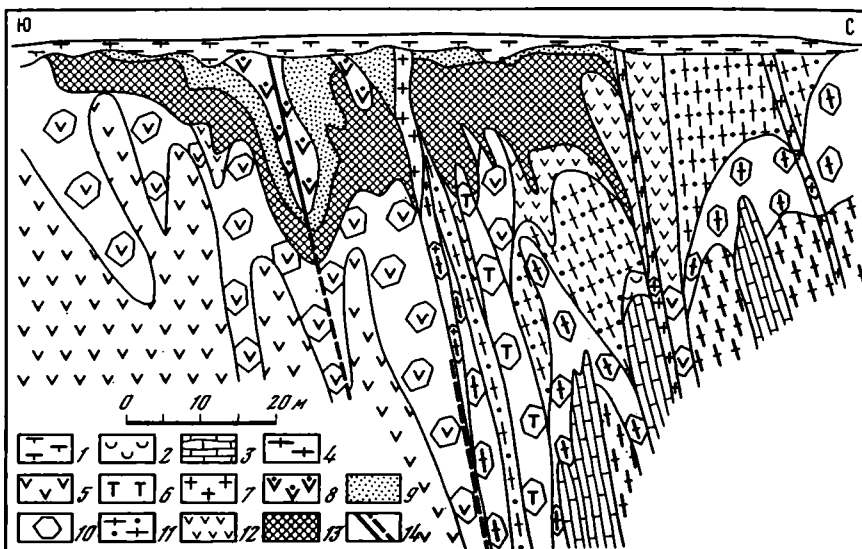


Рис. 21. Разрез никеленосной линейной коры выветривания Липовского серпентинитового массива Урала (Кудряшов, 1969)

1 – глины песчаные; 2 – карстовые образования; 3 – мраморы; 4 – биотит-амфиболовые гнейсы; 5 – алогарцбургитовые серпентиниты; 6 – тремолит-кремнистые породы; 7 – биотитовые и двуслюдяные граниты, сверху глинизированные; 8 – окремненные серпентиниты; 9 – обохренные серпентиниты; 10 – выщелоченные породы; 11 – глинизированные биотит-амфиболовые гнейсы; 12 – глинизированные серпентиниты; 13 – залежи силикатно-никелевых руд; 14 – линии тектонических нарушений (установленные и предполагаемые)

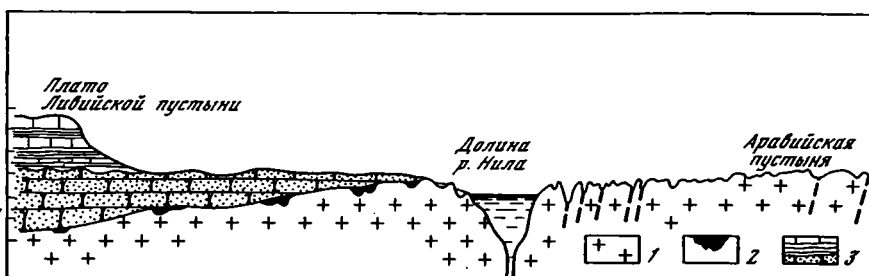


Рис. 22. Схема, иллюстрирующая условия залегания древней коры выветривания в Нубии и в смежных районах Верхнего Египта (Чумаков, 1967)

1 – платформенный фундамент; 2 – кора выветривания; 3 – породы осадочного чехла

ям зоны (сверху и снизу по керну) залегают свежие неизменные породы. По периферии зоны выветривания образуются слюдястые и гидрослюдястые породы, появляется гидрохлорит; в центральных частях наблюдается каолинообразование и возникают существенно каолиновые зоны” (Петров, 1967, с.68).

5. Древние коры выветривания аналогично глинистым метасоматитам эпitherмальных месторождений развиваются как по неизменным породам, так и по породам, прошедшим предварительную аутометаморфическую переработку – по хлоритизированным и серицитизированным породам. Примером могут служить месторождения первичных каолинов, связанные как с неизменными (месторождения Еленинское и Белая Балка), так и с серицитизированными (Глуховецкое месторождение) гранитами, или коры выветривания неизменных и пропилитизированных базальтовых пород.

Таблица 1

Продукты выщелачивания различных типов горных пород в общей метасоматической колонке постмагматических образований

Генетический тип метасоматитов		Общая характеристика пород	Зона вертикальной метасоматической колонки	Метасоматиты							
				интрузивных пород			вулканических пород		зальбандов кварцевых жил	современных гидротермальных полей	
Вадозные (гипергенные)	Поверхностные	Элювиальные глины и охры	Каолинитовая зона (каолинит дисперсный)	Гетит- и гидрогетит-каолинитовая	Каолинитовый элювий	Бурый и красный охристо-каолинитовый элювий	Бурый и красный элювиально-охристый	Каолинитовый элювий	Бурый и красный охристо-каолинитовый и охристый элювий	Охристо-каолинитовый и охристый элювий	Охристо-каолинитовый элювий
Гидротермально-вадозные	низкотемпературные (ниже 200°C)	Глины и охры с реликтовой структурой материнских пород (глинистые метасоматиты)	Каолинитовая зона	Метасоматиты эпигенетические локального и локально-площадного распространения							
				Гетит-каолинитовая и каолинитовая	Первичные каолины	Цветные каолины	Структурные красные охры (по нонтронитам)	Цветные каолины	Цветные каолины	Метасоматиты глинистого и гидрослюдистого состава	Зона каолинизации (внутренняя зона)
				Каолинит-нонтронит-ферримонтмориллонитовая	Первичные каолины (по гранитам), с остаточным микроклином (по серицитизированным гранитам)	Структурные глины с ферримонтмориллонитом или нонтронитом	Нонтрониты (по керопитизированному серпентинитам и пироксенитам)		Структурные глины с нонтронитом (по хлоритизированным вулканитам)		Зона монтмориллонитизации (промежуточная зона)
				Ди- и триоктаэдрических монтмориллонитов	Структурные гидрослюдистомонтмориллонитовые глины часто с каолинитом	Структурные хлорит-монтмориллонитовые и гидрослюдистомонтмориллонитовые глины		Структурные монтмориллонитовые глины, часто бентонитового типа	Структурные глины с триоктаэдрическим монтмориллонитом и сапонитовые (по хлоритизированным вулканитам)		
Гидротермальные	низкотемпературные (200°C и ниже)	Хлоритизированные и гидрослюдизированные породы		Дисперсных слюд и хлоритов	Гидрослюдизированные гранитоиды, иногда с карбонатом	Хлоритизированные основные породы с карбонатами	Керопитизированные серпентиниты хризотилитовые и антигоритовые	Метасоматиты автометаморфические регионального распространения		Метасоматиты гидрослюдистого и шамозитового состава	Зона пропилитизации (внешняя зона) с хлоритом и гидрослюдой, иногда с цеолитами и карбонатами
	среднетемпературные (350-200°C)	Серицитизированные и хлоритизированные породы	Серицит-хлоритовая	Метасоматиты автометаморфические регионального распространения			Пропилиты без альбита (трансильванского типа)		Селадонитизированные вулканиты с цеолитами		
					Серицитизированные граниты (с хлоритизированным или обесцвеченным биотитом)	Хлоритизированные основные породы, иногда с серицитизированным плагиоклазом	Серпентиниты хризотилитовые, иногда с бруситом	Серицитизированные вулканиты с обесцвеченным биотитом	Хлоритизированные вулканиты (хлориты чешуйчатые) с альбитом и эпидотом	Хлоритизированные вулканиты (хлориты чешуйчатые) с альбитом, эпидотом и актинопитом	Серицитолиты и кварц-серицитовые метасоматиты
Гидротермальные	высокотемпературные (от 350°C и выше)	Мусковитизированные и хлоритизированные породы	Мусковит-хлоритовая	Приконтактовые							
				Грейзенизированные (мусковитизированные и окварцованные) граниты (биотит замещается мусковитом)	Хлоритизированные основные породы	Серпентиниты антигоритовые				Грейзены и грейзеновые вторичные кварциты (по кислым породам). Турмалин-хлоритовые породы (по основным породам). Талько-хлоритовые и талько-карбонатные породы (по ультраосновным породам)	
Материнские породы				Гранитоиды	Габброиды, Габбро-амфиболиты, Габбро-диабазы	Гипербазиты	Липариты, Трахиты, Дациты	Базальты, Андезиты	Породы кислого, среднего и основного состава		Вулканические породы кислого, среднего и основного состава

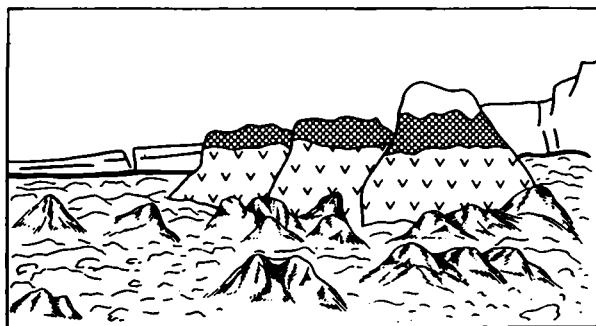


Рис. 23. Восточное побережье Ляодунского полуострова. Каменистые ватты верхней части зоны осушения. Справа останец, в верхней части которого еще осталась не размытой глинистая кора выветривания (Лебедев, 1968)

О гидротермально-вадозном происхождении древних кор выветривания свидетельствуют и следующие данные:

а) появление кор выветривания в отдаленные геологические эпохи, задолго до возникновения на земном шаре наземной растительности и почвенного покрова (дорифейские и докембрийские глинистые коры). Некоторые исследователи связывают формирование таких сверхдревних кор с жизнедеятельностью бактерий. Однако образование кор выветривания мощностью иногда в несколько сотен метров трудно объяснить жизнедеятельностью бактерий. Последние появляются всюду, где имеется подходящая для них питательная среда. В других случаях допускают, что недостаток почвенных кислот в древние геологические эпохи компенсировался повышенным содержанием в атмосфере углекислоты (Гинзбург, 1957; и др.), что само по себе является гипотезой и требует доказательства. В то же время усиленное поступление по разломам углекислоты в эпохи активного орогенеза (Фурман, 1957) действительно благоприятствовало образованию связанных с разломами глинистых продуктов выщелачивания, но только гидротермально-вадозного, а не элювиального происхождения;

б) постоянство состава древних кор выветривания различных возрастов от дорифейских до третичных включительно (Гинзбург, 1957; Петров, 1967; Никитина, 1968; Додевонские коры..., 1969; Головенко, 1969; Левых, 1970; и др.) трудно объяснить с точки зрения эволюции климата во времени, но хорошо согласуется с представлением об однонаправленности процесса гидротермально-вадозного выщелачивания;

в) отсутствие мощных элювиальных покровов, богатых глинистыми минералами, в современных гумидных областях тропического и субтропического пояса, т.е. в областях с климатическими условиями, наиболее благоприятными для химического выветривания. Исследования, проведенные в последние годы советскими геологами в зарубежных странах, показали, что в тропиках и субтропиках мощные зонально построенные коры выветривания, так же как и в Советском Союзе, тяготеют к платформенному фундаменту (рис.22) и относятся не к современным, а к древним (рис.23) образованиям (Глазовская, 1952; Муратов, 1964; Адамович, Чехович, 1964а,б; Добровольский, 1971а, 1974; Финько, Корин, 1968; Лебедев, 1968; Чумаков, 1967; и др.),

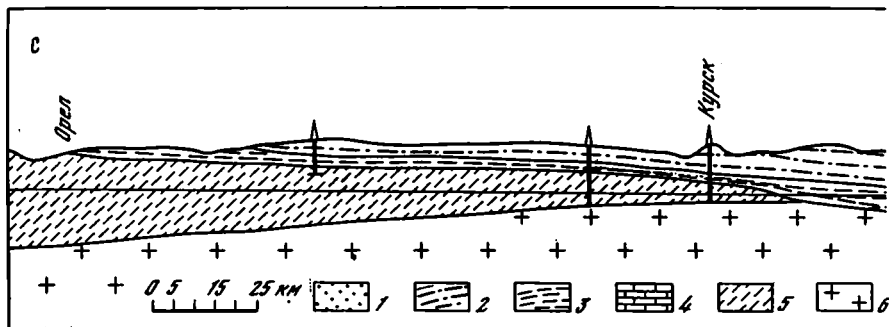
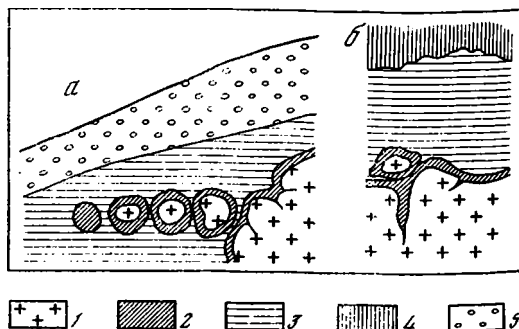


Рис. 24. Условия залегания латеритной коры выветривания на р. Конкуре в Гвинее (Лажуани, Бонифа, 1964)

а — на склонах; б — на плато;
1 — свежие долериты; 2 — "желтый пряник" (боксит); 3 — каолиновая глина, сохранившая структура долерита; 4 — "красный пряник"; 5 — наносы



а молодые коры, сходные с древними по составу и строению, связаны с молодыми базальтовыми покровами. Так, в Восточной Африке древняя кора выветривания сохранилась под покровом молодых (миоценовых) базальтов. На самих же лавовых покровах кора выветривания отсутствует, несмотря на благоприятные для химического выветривания климатические и геоморфологические условия. Даже на экваторе процессы выветривания совершаются медленно, а залегающие сверху горные породы еще не переработаны и сульфидные руды почти не затронуты выветриванием (Добровольский, 1971а). В Западной Африке, по данным Ю.П. Селиверстова (1967), на гранитоидах развиты слабо глинистые, точнее, суглинистые дресвяники. Даже небольшая переработка их дождевыми водами приводит к образованию песка, зерна которого всегда угловаты и неокатаны. В ряде мест гранитные "валуны" элювиального происхождения "утоплены" в такой гранитной дресве. На выходах долеритов образуются развалы, состоящие из долеритовых шаров концентрического строения. Поверхность долеритов в этом случае похожа на своеобразное гаустное поле, где отдельные "кочаны" плотно прилегают один к другому. Но местами на локальных участках долериты превращены в красные каолинистые и монтмориллонитовые глины. Последние, по-видимому, представляют собой, как и на Черноморском побережье Аджарии (Разумова, 1971а), переработанные красноземным почвенно-элювиальным процессом продукты изменения шаровых базальтовых лав, богатых гиадокластитовым материалом. Это, вероятно, превращенные в красноцветный элювий монтмориллонитизированные гиадокластиты, так как глинистые продукты разложения и здесь содержат характерные для богатых гиадокластитовым материалом шаровых базальтовых лав (рис. 24) ядра неизмененного долерита (Уокер, Польдерварт, 1950; Дю-Тайт, 1957; Лажуани, Бонифа, 1964).

По данным Б.М. Михайлова (1966), элювиальный чехол на Либерийском щите занимает 90% площади, но мощные латеритные коры выветривания распространены весьма ограниченно. А.Ф. Адамович и В.Д. Чехович (1964а), изучавшие коры выветривания Кубы, также отмечают, что современный элювий на гипербазитах Кубы представлен сероцветными дресвянистыми продуктами.

Представление о широком развитии в тропиках и субтропиках сплошных элювиальных покровов возникло, по-видимому, в связи с тем, что в этих об-

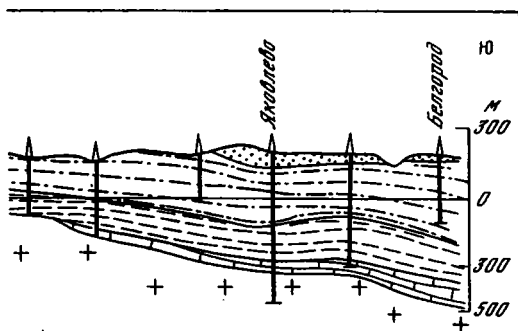


Рис. 25. Схематический разрез через Воронежскую антеклизу по линии Орел-Белгород (Мушенко, 1960)

1 — палеоген; 2 — верхний и нижний мел; 3 — верхняя и средняя юра; 4 — нижний карбон; 5 — верхний и средний девон; 6 — докембрий

ластях широко распространены красноокрашенные, переработанные красноземным процессом покровные суглинки. Последние развиваются на различных гипсометрических уровнях и элементах рельефа, включая склоны небольшой крутизны, и плащеобразно перекрывают большие пространства. Такие красноцветные склоновые отложения описаны в Бразилии, Западной и Восточной Африке, Индии, Вьетнаме, Южном Китае, Японии и т.д. Благодаря яркой окраске они привлекают к себе всеобщее внимание. С красноцветными покровами связаны латеритные панцири, или кирасы, — гидроморфные аккумулятивные образования (Фридланд, 1961; Лисицына, 1967; Милло, 1968; Писемский, 1968; Добровольский, 1971а, 1974; и др.). Такие красноцветные покровы и кирасы часто принимаются за коры выветривания или включаются в комплекс пород коры выветривания;

г) подтверждением служит и невозможность объяснить большую мощность древних кор выветривания в ряде регионов длительностью периода их развития. Так, например, на Воронежской антеклизе большая мощность докарбонных кор, по сравнению с додевонскими, объясняется всеми исследователями значительно большей длительностью периода их развития. Однако этому выводу противоречит глубокий врез карбона, превышающий врез девона на величину до 300 м (рис. 25). При таких соотношениях древняя кора выветривания, образовавшаяся при континентальном выветривании на поверхности древнего пенеплена в додевонское время, неизбежно была бы срезана отложениями карбона. Следовательно, большая мощность древних кор выветривания, залегающих на Воронежской антеклизе под отложениями карбона, объясняется какими-то иными причинами;

д) если бы поверхностные почвенно-элювиальные процессы достигали столь большой интенсивности, как это предполагается в настоящее время, то высеченные в скалах древние храмы, простоявшие многие столетия в областях с гумидным тропическим и субтропическим климатом (Индия, Кампучия, Шри Ланка, Мексика, Перу и др.), не могли бы сохраниться столь хорошо до наших дней, а земная поверхность в тропиках и субтропиках была бы покрыта более или менее сплошным рыхлым элювиальным покровом, что, однако, не наблюдается.

Земная кора представляет собой очень тонкую оболочку, которая составляет всего 1,55% общего объема Земли. Поэтому очень трудно ожидать, что эта тонкая пленка может существовать самостоятельно, без воздействия процессов, протекающих в глубинах Земли (Ларин, 1971). Об этом мы, конечно, забываем и до последних лет вообще придавали небольшое значение воздействию глубинных процессов на поверхностные явления. Только проведенные в последние годы исследования осадков океанических глубин, современных вулканических активных областей и данные глубокого бурения пролили свет на мощное воздействие глубин Земли на поверхностные процессы и заставили с новых позиций взглянуть на поверхностные образования, в том числе и на древние коры выветривания.

Участие гидротермальных растворов в формировании последних подтверждается также минералогическими и геохимическими данными:

1) развитием в древних корах выветривания глинистых минералов, аналогичных минералам первичных ореолов глинизации эпитеpmальных месторождений, таких, как дисперсные слюды, глинистые хлориты и вермикулиты, глиноподобные серпентиновые и талькоподобные минералы, монтмориллониты, нонтрониты, сапониты, каолиниты и др. (табл. 7);

2) однонаправленностью и стадийностью процесса метасоматического выщелачивания с широким развитием смешаннослойных образований, типичных для метасоматитов гидротермального генезиса (Коржинский, 1953; Омеляненко, 1970; Русинов, 1970; Волостных, 1972; Ерошев-Шах, Горошенко, 1972; и др.) типа гидрослюда-монтмориллонит, селадонит-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит, вермикулит-хлорит и др. (табл. 8);

3) резко выраженным стремлением к мономинеральности по мере увеличения интенсивности процесса, что проявляется в образовании в древних корах выветривания на конечных стадиях метасоматического выщелачивания

Таблица 7

Распространенность основных породообразующих глинистых и чешуйчатых минералов в древних корах выветривания и продуктах гидротермальной глинизации

Минерал	Продукты гидротермальной глинизации и автометаморфизма	Древняя кора выветривания
Каолинит	Аргиллизиты Балейского золото-кварцевого месторождения (Русинова, 1970) Каолинит-анкеритовые метасоматиты молибденового месторождения Забайкалья (Казинин, 1960) Гидротермально-каолинизированные вулканы трахитового комплекса Черноморского побережья Аджарии (Разумова, 1971а) Гидротермальные каолины Карловых Вар (Вакул, Бабурек, 1967)	Первичные каолины Украинского кристаллического щита (Сивонь, 1969) Каолины кристаллических пород Украинского кристаллического щита (Русько, 1974) Каолины красные по габбро-диабазам и габброидам Кемпирсайского гипербазитового массива, Южный Урал (Разумова, 1967) Первичные каолины Еленинского месторождения, Южный Урал (Петров, 1948, 1967)
Монтмориллониты (диоктаэдрические)	Аргиллизированные кварцевые монциты из околорудных ореолов сульфидных тел Рудного пояса Передового хребта, Колорадо (Мейер, Хемли, 1970) Аргиллизированные гранитпорфиры околорудных тел (Замечания..., 1960) Аргиллизиты Балейского золото-кварцевого месторождения (Русинова, 1970)	Зона монтмориллонитовых глин лабрадоритов северо-западной части Украинского кристаллического щита (Лисицына, Газенко, 1967) Глины монтмориллонитовой зоны на базальтах Кустанайской области (Терновский, 1972) Гидрохлорит-каолинитовая зона миндалекаменных диабазовых порфиров (монтмориллонит по альбиту) Орской депрессии (Черняховский, 1963б)
Монтмориллониты (диоктаэдрические) бентонитового типа	Гидротермальные бентониты месторождения Саригю, Армении (Авакян, 1968; Ратеев и др., 1973) Гидротермально-метасоматические бентониты района Кабо де Гата, Испания (Martin-Vivaldi, 1963)	Бентонитовые глины пемзовидных трахитовых туфов Асканского месторождения (Белякин, Петров, 1950) Монтмориллонитовые глины вулканических трахитового комплекса района Махарадзе, Грузия (Роква, 1959)
Ферримонтмориллониты (диоктаэдрические)	Продукты гидротермальной аргиллизации эффузивов Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, Закарпатье (Тарасенко, 1973) Продукты гидротермальной аргиллизации базальтовых пород района Рейкьянес, Исландия (Tomasson, Kristmannsdottir, 1972)	Ферримонтмориллонитовая зона базальтов Тургайского прогиба (Михайлов, Петровская, 1959) Глинистая кора габброидов Вольни (Бучинская, 1967; Петров, 1967) Монтмориллонитовая зона амфиболитов и габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива, Южный Урал (Разумова, 1967)

Таблица 7 (продолжение)

Минерал	Продукты гидротермальной глинизации и автометаморфизма	Древняя кора выветривания
Нонтронит (диоктаэдрический)	Продукты гидротермальной аргиллизации эффузивов Выгорят-Гутинской вулканической гряды, Закарпатье (Тарасенко, 1973) Нонтронитизированные игнимбиты базальтового состава северо-западной части Сибирской платформы (Олейников, Старосельцев, 1967) Нонтронитизированные скарны (нонтронит по стивенситу) Балканского рудника, Урал (Коржинский, 1970) Нонтронитизированные кварцевые монзониты (нонтронит по амфиболу) в ореолах выщелачивания рудных жил Передового хребта, штата Бьютт, США (Волостных, 1972) Продукты изменения базальтов и туфов Висенца, Италия (Alietti, Galli, 1965)	Нонтронитовая зона серпентинитов Южного Урала (Месторождения..., 1937; Гинзбург, Рукавишникова, 1951; и др.) Выветрелые амфиболиты Иркутского амфитеатра (Чекин, 1969, 1973) Глинистые продукты выветривания эффузивов Закарпатья (Лесняк, 1958) Продукты выветривания монтицеллитовых пород Ковдорского массива (Атаманов, Афанасьев, 1968) Нонтронитовый горизонт пикритовых порфиров Чадобецкого поднятия, Енисейский край (Слукин, 1967) Монтмориллонитовая зона пироксенитов о.Ольхон, Прибайкалье (Домбровская, 1970) Продукты выветривания эгириновых пород Кременчугского и Мало-Белозерского районов, Украинская ССР (Стручин, 1961) Нонтронитовые глины кимберлитов Сибирской платформы (Каштанов, 1966)
Алюмо-магнезиально-железистые монтмориллониты (триоктаэдрические)	Околорудные аргиллизиты внешних зон (Волостных, 1972) Продукты гидротермальной аргиллизации базальтовых пород района Рейкьянес, Исландия (Tomasson, Kristmannsdóttir, 1972). Гидротермальные глины со структурой гиалокластитов базальтового состава р. Чаквы Черноморского побережья Аджарии (Разумова, 1971б) Продукты изменения гиалокластитов Сицилии (Cagapezza, Mongandi, 1966) Андезит-базальты силура Южного Урала (Ратеев, Градусов, Ильинская, 1972)	Элювий амфиболитов Украинского кристаллического щита (Лисицына, 1975) Нижние горизонты элювия зеленокаменно измененных эффузивов северного склона Массетского хребта, Кавказ (Смешаннослойные..., 1974) Продукты выветривания оливковых базальтов Австралии (Bolter, 1962) Корка разложения на оливковых базальтах юго-востока Азии (Петров, 1967) Зона дезинтеграции диоритов Орской депрессии (Черняховский, 1963б)

Таблица 7 (продолжение)

Минерал	Продукты гидротермальной глинизации и автометаморфизма	Древняя кора выветривания
Сапониты	Продукты гидротермальной аргиллизации карбонатных пород (Волостных, 1972) Гидротермально измененные шаровые лавы сибирских траппов (Кудряшева, 1962) Глинистые метасоматиты залобандов кальцитовых жил (Агураева, 1972)	Бурые продукты выветривания доломитов Гостищевского месторождения КМА (Никитина, Королев, Воронцов, 1963) Монтмориллонитовая зона пироксенитов юга Белорусского массива (Левых, 1970) Зона керолитизированных серпентинитов Уфалейского массива, Средний Урал (Витовская, Берхен, 1970)
Глиноподобные серпентиновые минералы (гидроантигорит и гидрохризотил)	Антигоритовые глины талькового месторождения Джатоба, штат Парана, Бразилия (Brindley, de Sousa Santos, 1971) Прожилки в андезитах с. Дунобагдани, Венгрия (Erdelyi e.a., 1959)	Керолитизированные антигоритовые серпентиниты Ново-Айдырлинского месторождения, Южный Урал (по В.Н. Разумовой и В.А. Дрицу) Керолитизированные хризолитовые серпентиниты Кемпирсайского гипербазитового массива, Южный Урал (по В.Н. Разумовой и В.А. Дрицу)
Селадониты	Зеленокаменно измененные вулканиты порфиритовой свиты байоса Грузии (Кекелия, Махарадзе, 1968) Пропилитизированные вулканиты трахитового комплекса эоцена Черноморского побережья Аджарии (Разумова, 1971б) Диабазы с прожилками селадонита висячего бока Блявинского месторождения, Урал (Герман, 1960)	Гидрослюдисто-гидрохлоритовая зона эффузивов карбона Гиссарского хребта (Шведученко, 1966) Гидрохлорит-гидрослюдистая зона базальтовых порфиритов юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Богатырев, 1971) Выветрелые граниты Коростенского массива, Украина (Бучинская, Кондрачук, 1965)
Сколлит	Околорудные метасоматиты Аджарского района. Грузия (Гунаева, 1968)	Продукты выветривания гранитоидов Восточного Приазовья (Погребной, 1970)
Гидрослюды	Аргиллизиты околорудных ореолов (Волостных, 1972) Глинистые продукты близповерхностных золоторудных месторождений Восточного Забайкалья (Русинова, Алышева, 1971)	Гидрослюдистая и гидрохлорит-гидрослюдистая зона гнейсов Русской платформы (Грайзер и др., 1969; Бобров, Шипакина, 1969) и Белорусского массива (Махнач, Левых, 1973) Гидрослюдистая или гидрохлорит-гидрослюдистая зона гнейсов и сланцев Волго-Уральского свода (Лапинская, Журавлев, 1971)

Таблица 7 (окончание)

Минерал	Продукты гидротермальной глинизации и автометаморфизма	Древняя кора выветривания
Гидрослюды	Каолиноподобные глины Сокольского месторождения (Н.Н.Курек и А.И.Курек, 1954) Аргиллизированный серицит Гайского месторождения, Урал (Юников, Буслаев, 1971) Околорудные породы Передового хребта штата Бьютт, США (Волостных, 1972)	Продукты выветривания лабрадоритов Латвии (Васильев, 1974) Гидрослюдистая зона серицитизированных гранитов Урала и Украины (Петров, 1948; Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Кириченко, Кондрачук, 1961; Бучинская, 1967) Гидрослюдистая зона кислых эффузивов Ангрена (Петров, Рубанов, 1960) Хлорит-гидрослюдистая зона лабрадоритов Латвии (Васильев, 1974)
Серициты	Серицитизированные граниты (Коржинский, 1953) Околорудные и околожильные березиты (Омельяненко, 1970) Вторичные кварциты (Белякин и др., 1949)	Начальные продукты выветривания гранитов Урала (Петров, 1948, 1967) Зона дезинтеграции биотит-плагиоклазовых гнейсов юго-востока Русской платформы (Бобров, Шипакина, 1969)
Хлориты дисперсные (с дефектной или разбухающей решеткой) или смешанно-слоистые хлорит-монтмориллониты	Пропилитизированные диабазы Тимана (Сердюченко, 1953) Пропилитизированные базальты р.Чаквы Черноморского побережья Аджарии (Разумова, 1971а) Околорудные метасоматиты внешних зон (Волостных, 1972) Гидротермально измененные базальтовые породы района Рейкьянес, Исландия (Tomasson, Kristmannsdottir, 1972)	Зеленовато-бурый глинистый элювий диабазовых порфиров Орской депрессии, Южный Урал (Смешаннослойные..., 1974) Хлоритовая зона оливиновых базальтов Приморья (Ташилкин, 1969) Зона хлоритизации лабрадоритов Южной Прибалтики (Васильев, 1974) Зеленовато-серые структурные глины вулканитов основного состава северо-запада Русской платформы (Кальберг и др., 1971)

(так же как и в первичных ореолах выщелачивания эпитеpmальных месторождений) мономинеральных пород каолинового или охристого состава (см.табл.3);

4) изменением состава продуктов выщелачивания при переходе от кислых пород к основным — особенно, также характерной для постмагматических гидротермальных образования (Коржинский, 1953; Набоко, 1966; и др.) (см. табл. 3);

5) широким распространением, как и в продуктах низкотемпературной аргиллизации, псевдоморфоз замещения с сохранением реликтовых структур материнских пород (Коржинский, 1953; Омельяненко, 1970; Волостных, 1972;

Таблица 8

Распространенность однотипных смешаннослойных минералов в древних породах выветривания и в гидротермально измененных породах

Минерал	Гидротермально измененные породы	Древняя кора выветривания
Хлорит – монтморил- лонит	Низкотемпературные аргиллизиты термальных полей района Рейкьянес, Исландия (Tomasson, Kristmannsdottir, 1972) Гидротермально измененные андезиты–базальты силура Южного Урала (Ратеев, Градусов, Ильинская, 1972) Глинистые продукты разложения вулканогенных пород среднего карбона Днепровско–Донецкой впадины (Восанчук и др., 1972)	Зеленовато–бурый глинистый элювий зеленокаменно измененных эффузивов Закавказья (Смешаннослойные..., 1974) Зеленовато–серые структурные глины вулканитов основного состава северо–запада Русской платформы (Кальберг и др., 1971) Продукты гипергенного изменения габбро–диоритов Смоленской скважины (Грайзер и др., 1969) Продукты выветривания пород Сивенского поднятия, Пермская область (Допалеозойские..., 1975)
Хлорит – вермикулит	Аргиллизированные породы околорудных ореолов (Волостных, 1972) Аргиллизиты Балейского золото–кварцевого месторождения (Русинова, 1970) Пропилитизированные дациты и андезиты, вмещающие золотоносные жилы Голдфилда, штат Невада, США (Harvey, Beck, 1962)	Гидрослюдисто–гидрохлоритовая зона базальтовых пород (Никитина и др., 1971) Никеленосные хлоритовые породы коры выветривания серпентинитов Урала (Витовская, Берхен, 1966)
Гидрослюда – монтморилло- нит	Глинистые метасоматиты околорудных ореолов (Волостных, 1972) Продукты гидротермального выщелачивания биотитовых гнейсов района Укмерге, Литовская ССР (Ерошев–Шак, Горощенко, 1972) Глинистые продукты из близповерхностных золоторудных месторождений Восточного Забайкалья и других районов (Русинова, Альшева, 1971) Породы зоны сульфидной минерализации Асканского бенитового месторождения (Ратеев, Градусов, 1970) Туфогенные породы венда Белоруссии (Веретенников, Лихович, 1968)	Гидрослюдисто–монтморилло-нитовая зона гранодиоритов, Казахстан (Лисицына, 1975) Гидрослюдистая зона филлитовых сланцев КМА (Никитина и др., 1971) Продукты выветривания гнейсов Белорусского массива (Махнач и др., 1974) Каолинит–гидрослюдистая зона туфогенных пород нижнего венда Малого Каратау (Махсумова, 1973)

Таблица 9

Метасоматические замещения в древних корах выветривания, требующие привноса катионов извне

Древняя кора выветривания	Исходные породы и минералы		Продукты метасоматического замещения	Автор
Никеленосная кора выветривания гипербазитовых массивов Урала	$\frac{\text{Mg}_4^{2+} [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}}{\text{керолит (по серпентину)}}$	→	$\frac{\text{Fe}_2^{3+} [(\text{Al}_2\text{Si})_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}}{\text{нонтронит}}$	Месторождения силикатно-никелевых..., 1937; Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Витовская, Берхен, 1970
Нонтронитовая кора выветривания серпентинитов р.Малки, Северный Кавказ	$\frac{\text{Mg}_3^{2+} [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2}{\text{гальк}}$	→	$\frac{\text{Fe}_2^{3+} [(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}}{\text{нонтронит}}$	Сердюченко, 1952
Маршаллитовая кора выветривания карбонатных пород Южного Казахстана	$\frac{\text{CaCO}_3}{\text{известняк}}$	→	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{криптокристаллический кварц}}$	Мезозойские..., 1973
Керолитизированный мрамор Северного месторождения, Средний Урал	$\frac{\text{CaCO}_3}{\text{мрамор}}$	→	$\frac{\text{Mg}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}}{\text{керолит}}$	Бородина, 1963
Глинистая кора выветривания Амангельдинского бокситового месторождения	$\frac{\text{CaCO}_3}{\text{известковые раковины спириферид и продуктид}}$	→	$\frac{\text{Al}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8}{\text{каолинит}}$	Лисицына, 1959; Патрикеев, 1971

Замещенные глинистыми минералами известняки Козыревского рудника, Северный Тургай	$\frac{\text{CaCO}_3}{\text{известняки с раковинами спириферид и продуктид}}$	→	Глинистые минералы	Михайлов, 1969
Продукты выветривания доломитов Гостищевского месторождения, КМА	$\frac{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2}{\text{доломит}}$	→	$\frac{\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}}{\text{сапонит}}$	Никитина и др., 1963
Окварцеванные доломиты Амангельдинского бокситового месторождения	$\frac{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2}{\text{доломит}}$	→	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{кварц}}$	Лисицына, 1959; Тюрин, 1972
Гидрослюдизированные доломиты Амангельдинского бокситового месторождения	$\frac{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2}{\text{доломит}}$	→	$\frac{\text{K}_{0,5-0,7}\text{Al}_2[(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}}{\text{гидрослюда}}$	Лисицына, 1959
Гипергенно серпентинизированные диориты Кольского серпентинитового массива, Северный Урал	$\frac{\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot \text{CaOAl}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2}{\text{плагиоклаз (андезин)}}$	→	$\frac{(\text{Mg}_{2,5}\text{Al}_{0,5})[\text{Si}_{1,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_5](\text{OH})_4}{\text{алломосерпентин}}$	Бородина, Вохмянина, 1973
Продукты выветривания магнезиально-железистых слюд флогопит-вермикулитовых месторождений	$\frac{\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2}{\text{флогопит}}$	→	$\frac{\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8(?)}{\text{сунгулит}}$	Петров, Токмаков, 1968; Домбровская, 1970

Таблица 10 (продолжение)

Древняя кора выветривания	Аутигенные минералы и породы	Автор
Продукты выветривания серпентинитов р. Малки, Северный Кавказ	Аутигенная хромовая шпинель (феррихромпикротит)	Сердюченко, 1952
Нонtronитизированные эмеевиты Окремнелые эмеевиты Карбонатизированные эмеевиты	Горный хрусталь, аметист, цитрин, морион, антофиллит	То же
Окремнелые и вторично минерализованные серпентиниты Аккермановского месторождения, Южный Урал	Обильные кварцевые прожилки, иногда с сульфидами меди. Замещение кварца карбонатом и т.д.	Месторождения..., 1937
Охристо-кремнистый профиль пикритовых порфиритов и серпентинитов Белининского массива, Салаирский гипербазитовый пояс	Литофорит, содержащий кобальт, никель и цинк	Манаева, Чубкова, 1973
Монтмориллонитовая зона ортоамфиболитов залива Уларья губа	Литофорит (с Al, Zn и Mg в октаэдрической сетке)	Чекин, 1973
Окремнелые серпентиниты (бериты) Белогорского массива Колбинского хребта	Пирит	Васильев и др., 1960
Каолиновая кора габброидов Бельтауского массива, Узбекистан	Натролит (залежи)	Колдаев, Пак, 1971
Продукты выветривания железистых кварцитов КМА	Сванбергит с аксессуарным бором	Макаров, 1967; Сванбергит..., 1971
То же	Таблитчатый апатит	Доброхотов, 1963
"	Аметист, горный хрусталь, игольчатый гематит	Архипов, Бучинська, 1972
Каолиновая кора турнейских отложений Осташковской скважины, Белоруссия	Давсонит	Бирина, 1973; Давсонит..., 1974
Монтмориллонитовая кора трахитового комплекса эоцена Черноморского побережья Аджарии	Вторичные кварциты с алунитом	Разумова, 1971а

Таблица 10 (окончание)

Древняя кора выветривания	Аутигенные минералы и породы	Автор
Бентонитовые глины Асканского месторождения, Грузия	Сульфидная минерализация: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит	Твалчрелидзе и др., 1959
То же	Серицит-мусковит в ассоциации с сульфидами	Ратеев, Градусов, 1970; Гугашвили, 1974
Каолинитизированные граниты, Казахстан	Горный хрусталь (жилы)	
Гидрослюдистая кора с монтмориллонитом Красной Горки, Южный Урал	Горный хрусталь (гнезда) и вкрапленность пирита	
Охристые и глинистые продукты разложения карбонатов	Игольчатый аутигенный апатит	Зверева, Писемский, 1969
Продукты выветривания карбонатов и щелочных пород	Редкоземельные минералы	Бурков, Подпорина, 1974
Каолиновая кора гранитов Приморья	Чёрчит и другие водные фосфаты цериевой группы, обогащенные европием	Ташилкин, 1969
Гидрослюдистая или гидрослюдисто-монтмориллонитовая зона сиенитов и нефелиновых сиенитов	Цеолиты (прожилки и гнезда), иногда гиббсит по цеолиту	Никитина и др., 1971
Глинистые продукты выветривания, вскрытые скважинами на юго-западном крыле Внутрисудетского бассейна, Чехословакия	Накрит (многочисленные прожилки)	Volin, 1972
Разложенные углисто-кварцевые сланцы, подстилающие серпентиниты Черемшанского массива, Средний Урал	Миллерит и моренозит	Бородина, 1969
Продукты выветривания серпентинитов месторождения Чатко, США	Залежи пандермита (глыбы до 40-50 т)	Месторождения..., 1975

9) образованием, как и на гидротермальных месторождениях, на одном и том же уровне различных минералов: одних – в первичных ореолах выщелачивания, других – в жильную фазу в трещинах и разломах, что показано ниже на примере никеленосных кор выветривания Урала (см. табл. 13);

10) спорадическое появление в корях линейного типа типичных гидротермальных минералов, таких как опалы с β -кристобалитом и тридимитом, горный хрусталь, аметист, морион, крупнокристаллический ильменит-аризонит, сванбергит, стронциевый арагонит, литофарит, сульфиды никеля, антофиллит, брусит, хромовая шпинель, магнетит и др. (табл. 10);

11) накоплением в глинистых продуктах выщелачивания рудных компонентов в промышленных концентрациях, например, никеля, иногда цинка (Маанаева, 1972) и скандия (Борисенко, 1969) в нонтронитизированных серпентинитах кор выветривания гипербазитов. Концентрация полезного компонента в продуктах метасоматического выщелачивания является характерной особенностью постмагматических образований (Щербина, 1970);

12) присутствием в глинистых продуктах выщелачивания микроэлементов, характерных для гидротермально измененных пород (Дзоценидзе, 1965). Например, в нонтронитах и нонтронитизированных серпентинитах никеленосных кор Урала спектроскопически обнаружены мышьяк, олово, медь, цинк; в нонтронитах кор выветривания пикритовых порфиров Чадобецкого поднятия Енисейского края – никель, кобальт, медь (Слукин, 1970); в охристо-каолиновой зоне коры выветривания габбро у с.Васильковка в Казахстане – скандий (Бурков, Подпорина, 1974); в средних горизонтах коры выветривания гранитов горы Магнитной – иттрий и гиттерий до 0,01%, а в верхней зоне цирконий до 0,03% и хром до 0,06% (Гузовский, Ферштатер, 1969) и т.д.;

13) развитием в глинистых породах метасоматического выщелачивания редкометаллических минералов (см. табл. 10): например, в верхах каолиновой зоны коры выветривания гранитоидов Гарнаба – ниобийсодержащего рутила и гематита (Расулов, 1967); в каолинизированных гранитах Приморья – черчита и других водных фосфатов цериевой группы, обогащенных европием (Ташилкин, 1969); в продуктах выветривания карбонатитов – апатита (Зверева, Писемский, 1969); в корях выветривания железистых кварцитов КМА – сванбергит с аксессуарным бором (Макаров, 1967; Сванбергит..., 1971) и др.

Таким образом, минералогические и геохимические данные также свидетельствуют в пользу участия гидротермальных растворов в формировании древних кор выветривания.

ЭТАЛОННЫЙ НОНТРОНИТОВЫЙ ПРОФИЛЬ

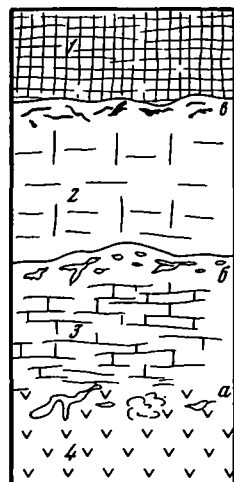
Эталонным разрезом древних кор выветривания платформенного фундамента считаются нонтронитовый профиль кор выветривания серпентинитов Южного Урала (а) и сопряженные с ним профили выветривания основных пород с промежуточной ферримонтмориллонитовой зоной (б) следующего строения:

а) Серпентиниты	→ Обеленные	→ Оливково-зеленые	→ Охры красные,
черно-зеленые, плотные, крепкие	керолитизированные серпентиниты	нонтрониты и фисташково-зеленые нонтронитизированные серпентиниты	полосчатые
б) Амфиболиты	} →	Структурные зеленоватые ферримонтмориллонитовые глины	→ Красные каолины
Габброиды			
Габбро-диабазы			

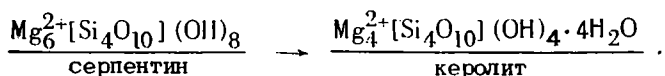
Остальные коры сравниваются и трактуются в соответствии с этими эталонными профилями. Поэтому подробнее остановимся на обосновании гидротермально-вадозного происхождения пород нонтронитового профиля.

Рис. 27. Нонтронитовый профиль древней коры выветривания серпентинитов Урала

1 — охры гетит-гидрогетитовые красные, полосчатые, маркие; 2 — нонтрониты оливково-зеленые, восковидные и нонтронитизированные серпентиниты фисташково-зеленые; 3 — обеленные керолитизированные серпентиниты, сверху хрупкие, ломкие; 4 — серпентиниты неизменные, черно-зеленые, крепкие, плотные (материнская порода). Горизонты цементации: а — магнезитовый, б — пятнистой и жилковатой опализации, в — асболовой минерализации



Если нонтронитовый профиль (рис. 27) сопоставить с типовой колонкой гидротермально-глинизированных пород, то нижняя зона — зона обеленных керолитизированных серпентинитов — соответствует, по-видимому, зоне низкотемпературной пропилитизации, поскольку для последней характерны слюдистые, хлоритовые и серпентинитовые минералы, представленные дисперсными глинистыми разностями. Породообразующими минералами обеленных керолитизированных серпентинитов никеленосных кор выветривания Южного Урала являются глиноподобные серпентиновые минералы: на Кемпирсайском гипербазитовом массиве — глиноподобный хризотил (гидрохризотил), а на Ново-Айдырлинском месторождении — глиноподобный антигорит (гидроантигорит). Глиноподобный хризотил описан на Урале под названием керолита. По А.Г. Бетехтину (1956), керолит $(\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O})$ отличается от серпентина $(3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ более низким содержанием MgO и наличием гигроскопической воды.



В соответствии с этим в неизменных серпентинитах содержание MgO достигает 40–43%, а в керолитизированных разностях снижается до 38–40% (Григорьева, 1969). Керолитовый состав обеленных “выщелоченных” серпентинитов был установлен Г.С. Гришаенко в никеленосной коре выветривания Аккермановского гипербазитового массива (Месторождения ..., 1937). Позднее керолитовый состав обеленных серпентинитов был подтвержден И.А. Рукавишниковой (1958).

Керолит из никеленосных кор выветривания Среднего Урала детально изучен И.В. Витовской и С.И. Берхен (1970). По их данным, керолит (обр. 1322) представляет собой хризотил с характерными для него оптическими, термическими свойствами, несколько отличными от обычного хризотила рентгеновской характеристикой и спектром инфракрасного поглощения, связанными с его дисперсностью.

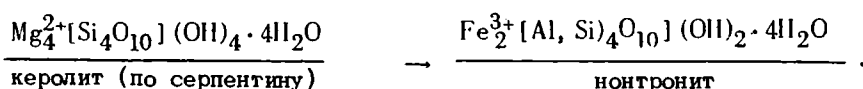
Отнесение керолитизированных серпентинитов к пропилитовой зоне типовой колонки гидротермально-глинизированных пород подтверждается и развитием в ее основании жил и гнезд магнезита (карбонаты, как известно, характерны для зоны низкотемпературной пропилитизации) и отсутствием в профиле выветривания габбро-диабазовых даек, секущих Кемпирсайский массив, зоны, соответствующей зоне обеленных керолитизированных серпентинитов. Нет соответствующей зоны и в профиле кор выветривания габброидов и габбро-амфиболитов, составляющих подошву и кровлю Кемпирсайского массива.

Расположенная выше нонтронитовая зона соответствует монтмориillonитовой зоне, а зона структурных красных охр — каолиновой, так как зона красных полосчатых охр коры выветривания серпентинитовых пород отвечает зоне красных

каолинитов коры габбро-диабазовых даек, секущих серпентинитовый массив (Кац, 1941; Разумова, 1970а). Таким образом, нонтронитовый профиль хорошо увязывается с типовой колонкой гидротермально-глинизированных пород, выраженной в монтмориилонит-каолинитовых фациях.

Породообразующие глинистые минералы, слагающие зоны нонтронитового профиля, присущи не только древним корам выветривания гипербазитов, относимых к элювиальным образованиям, но развиты и на месторождениях, гидротермальный генезис которых не вызывает сомнения. Так, глиноподобные серпентинитовые минералы (керолиты), характерные для нижних горизонтов нонтронитового профиля, описаны на тальковом месторождении Джатоба, штат Парана в Бразилии (Brindley, 1971), и установлены (в ассоциации с пирротинном) в гидротермально измененном поверхностном слое океанических осадков впадины Хесса осевой зоны Галапагосского хребта (Розанова, 1976). Нонтронит же является широко распространенным породообразующим минералом гидротермально-глинизированных вулканитов основного состава (Олейников, Старосельцев, 1967; Тарасенко, 1973; Kraus, Polakovicova, 1968; и др.) и развивается также в гидротермальную фазу по скарнам (А.Ф. Коржинский, 1970).

Гидротермально-вадозный генезис пород "нонтронитового профиля" подтверждается и тем, что основной породообразующий минерал нонтронитовой зоны — нонтронит (гидросиликат железа) — не может быть получен простым гидролитическим выщелачиванием из неизмененных и керолитизированных серпентинитов — бедных железом пород магнезиального состава. Без привноса железа (алюминия) и кремния данный процесс невозможен:



В керолите отношение $\text{SiO}_2 : \text{MgO} = 1:1$, в то время как в нонтроните отношение $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3 = 3:1$. Привнос катионов характерен для постмагматических процессов. Попытка объяснить нонтронитизацию хлоритовых пород, залегающих среди нонтронитизированных серпентинитов, и нонтронитизацию серпентинита остаточным накоплением железа в процессе метасоматической усадки (Витовская, 1973; Витовская, Лавренева, 1974) не подтверждается геологическими данными: хорошей сохранностью макроструктур исходных пород как в нонтронитизированных хлоритовых породах, так и во вмещающих их нонтронитах; ненарушенностью монтмориилонитизированных габбро-диабазовых даек, залегающих среди нонтронитов (рис. 28). Раздробленность разложенных до глины габбро-диабазовых даек наблюдается лишь на отдельных участках (рис. 29) и связана, по-видимому, с пострудными подвижками, а не с процессами метасоматической усадки серпентинитовых пород в процессе их нонтронитизации. В последнем случае деформированными должны быть все дайки без исключения, что, однако, не наблюдается.

Нонтронитизация керолитизированных серпентинитов, очевидно, осуществлялась при участии поступающих с глубиной по разломам разбавленных гидротермальных растворов, обогащенных железом (алюминием) и кремнием.

Гидротермально-вадозная природа метаморфизующих растворов хорошо объясняет как слабо щелочную среду, необходимую для формирования нонтронитов — минералов монтмориилонитовой группы, так и привнос железа (алюминия) и кремния, необходимых для превращения гидросиликата магния (керолита) в гидросиликат железа (нонтронит). Силикатная форма железа, входящего в нонтронит, также свидетельствует о недонасыщенности метаморфизующих растворов кислородом, что свидетельствует о гидротермально-вадозном, а не элювиальном происхождении нонтронитов.

Доказательством участия железо-кремнистых растворов в формировании нонтронитов служит и то, что процесс нонтронитизации начинается с микротрещин (рис. 30) и жилков хризотил-асбеста, т.е. с мест, наиболее доступных воз-

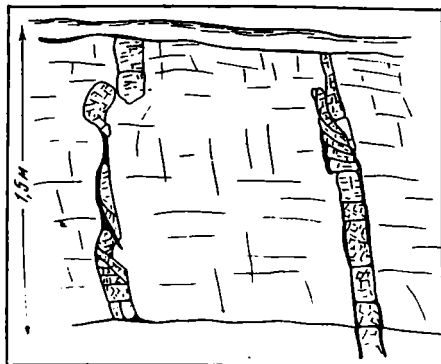
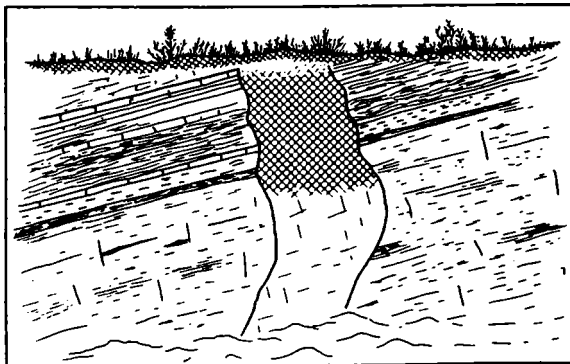
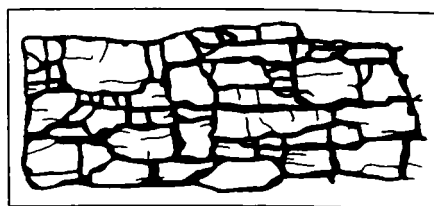


Рис. 28. Разложенная до глины дайка габбро-диабазы среди глинистых продуктов разложения серпентинитов и такситов Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала

Рис. 29. Деформация монтмориллонитизированных даек габбро-диабазы в коре выветривания гипербазитов Кемпирсайского массива Южного Урала. По Н.П. Хераскову

Рис. 30. Развитие нонтронита вдоль микротрещин в керолитизированном серпентините. Кемпирсайский гипербазитовый массив Южного Урала



действию растворов, и постепенно распространяется на всю массу породы. В шлифе процесс нонтронитизации хорошо прослеживается по появлению в бесцветном агрегате серпентиновых минералов зеленых окрасок, характерных для нонтронита. Вначале нонтронитизированных серпентинитов – нонтронитах (восковидных глинистых породах оливково-зеленого цвета) – сетчатая структура серпентинита полностью утрачивается и сменяется чешуйчатой, а объемный вес в связи с привнесением железа и кремния не уменьшается, как при гидролитическом выщелачивании, а напротив, возрастает с 1,63 (в осветленном керолитизированном серпентините) до 2,06 (в нонтроните). В нонтронитах сохраняется только текстура серпентинита, четко выступающая благодаря присутствию нонтронитизированных табличек бастита.

Следовательно, нонтронит, метасоматически заместивший керолит, является новообразованным синтетическим минералом, образовавшимся в условиях привнесения железа (алюминия) и кремния, а не остаточным продуктом гидролитического выщелачивания серпентина, как это считали до сих пор (Гинзбург, Рукавишников, 1951; Никитин и др., 1969; Витовская, Лавреница, 1974; и др.). Нонтронит использовал, по-видимому, серпентиновый агрегат только в качестве матрицы. Поэтому сначала образуются гомоосевые псевдоморфозы нонтронита по серпентину, имитирующие структуру замещенных им серпентиновых агрегатов, а затем в процессе их раскристаллизации развивается чешуйчатый агрегат.

Таким образом, процесс нонтронитизации обеленных керолитизированных серпентинитов, так же как и процесс керолитизации хризотилитовых (Кемпирсайский массив) и антитеритовых (Ново-Айдырлинское месторождение) серпентинитов, представляет собой, по-видимому, процесс метасоматического замещения одной минеральной фазы другой с образованием псевдоморфоз.

Данный вывод подтверждается и тем, что нонтронит развивается не только по серпентиновым минералам типа хризотила и антитерита, но нередко псев-

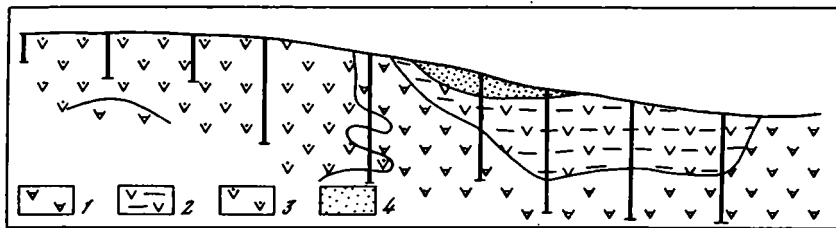


Рис. 31. Силифицированный профиль, переходящий в пониженной части рельефа в нонтронитовый. По И.И. Гинзбургу и И.З. Корину (Древняя кора..., 1946-1947)

1 - выщелоченные серпентиниты; 2 - нонтронитизированные серпентиниты; 3 - силифицированные серпентиниты; 4 - рыхлые отложения

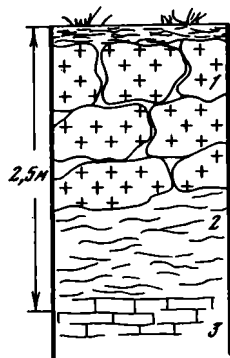


Рис. 32. Разрез стенки шурфа, иллюстрирующий взаимоотношение кремневых (силифицированных) и доломитизированных серпентинитов. Восточно-Батамшинский участок Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала

1 - бурые кремнистые породы (силифицированные серпентиниты) с содержанием SiO_2 до 82%; 2 - грязно-белые доломитизированные серпентиниты, иногда с жилами магнезита; 3 - плотные слабо керолитизированные серпентиниты

доморфно замещает хлорит и пироксен пироксенитовых пород. Кроме того, в древних корах выветривания пород ультраосновного состава Прибайкалья нонтронит образует секущие прожилки ("инфильтрационный нонтронит", Домбровская, 1970) или выполняет поры (Чекин, 1973). Причем нонтронит, выполняющий поры, обнаруживает тонкую ритмическую зональность, свидетельствующую о выпадении из раствора.

Связывать образование нонтронитов по керолитизированным серпентинитам с воздействием железистых (не содержащих кремния) растворов, освобождающихся при элювиальном процессе, протекающем на более высоких гипсометрических отметках, как это предполагали ранее, также очень трудно, так как привнос железа всегда приводит к ожелезнению пород или образованию окристых продуктов. Так, на Серовском серпентинитовом массиве под воздействием железистых растворов образуются бурые бесструктурные охры. Они локализируются около трещин и развиваются как по нонтронитам, так и по керолитизированным серпентинитам. Кроме того, никаких данных, подтверждающих развитие на более высоких гипсометрических уровнях одновременно с процессом нонтронитизации элювиального процесса с выносом железа нет.

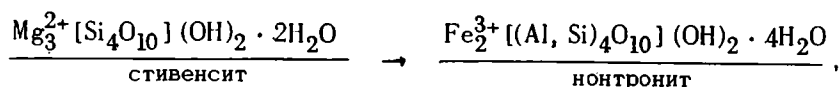
Согласно представлениям И.И. Гинзбурга с соавторами (Древняя..., 1946-1947), нонтрониты развивались по серпентинитам в процессе элювиального гидролитического выщелачивания в наиболее увлажненных пониженных участках рельефа - нонтронитовый профиль, а на повышенных формах рельефа одновременно с нонтронитами формировались силифицированные (окремневые) серпентиниты - силифицированный профиль (рис. 31). Этот вывод основан на том, что в современном рельефе нонтрониты (как легко поддающиеся размыву глинистые породы) тяготеют к понижениям рельефа, а силифицированные серпентиниты (крепкие массивные породы) слагают выделяющиеся в рельефе сопки - "бугры" (см. рис. 31).

Силифицированные серпентиниты, сложенные агрегатом криптокристаллического кварца, реже кварца, халцедона и опала (Манаева, 1972), несмотря на их монолитное сложение и высокий объемный вес (2,9 против объемного веса серпентинита 2,0), считаются, как и нонтрониты, продуктами выщелачивания

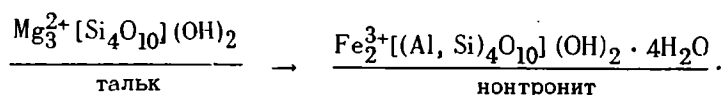
серпентинитов (Древняя..., 1946–1947; Корин, 1952; и др.). Инфильтрационно-метасоматическая природа окремнелых серпентинитов не вызывает сомнения и подтверждается тем, что окремнелые серпентиниты часто развиваются по карбонатизированным серпентинитам (рис. 32), нонтронитам, а также по магнезитоносным серпентинитам, слагающим "корни кор выветривания", т.е. образуются по породам разного состава и притом позднее нонтронитов.

Образование нонтронитов по серпентинитам некоторые исследователи объясняют выносом железа из перекрывающих нонтрониты охр под воздействием восстановительных, богатых органическими кислотами, вод. Но и этот вариант отпадает, так как красные полосчатые коры развиваются по нонтронитам (т.е. образуются позже нонтронитов), что подтверждает постоянное присутствие остаточных гнезд нонтронита среди охр. Под влиянием вод восстановительного характера красные полосчатые охры (охры по нонтронитам) приобретают грязно-бурую окраску и утрачивают полосчатую текстуру.

Таким образом, нонтрониты развиваются, вероятно, по обеленным керолитизированным серпентинитам под воздействием разбавленных гидротермальных железо-алюмо-кремнистых растворов. Участие в процессе нонтронитизации серпентинитов таких растворов подтверждается и присутствием в подошве нонтронитовой зоны пятнистой опализации (см. рис. 27) с опалом, содержащим β -кристобалит и тридимит. Процесс нонтронитизации серпентинитов хорошо сопоставляется с процессом замещения стивенсита нонтронитом в скарновой зоне Балканского рудника на Урале (А.Ф. Коржинский, 1970):

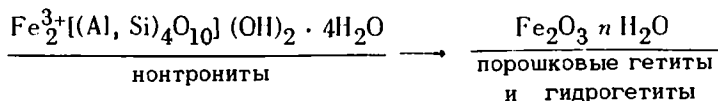


а также с процессом замещения талька нонтронитом на Малкинском серпентинитовом массиве (Сердюченко, 1952):



В верхних горизонтах нонтронитового профиля при дальнейшем разбавлении метаморфизирующих растворов богатыми кислородом грунтовыми водами связь железа с кремнеземом нарушалась и нонтронитовый агрегат разлагался с образованием остаточного пористого каркаса гидроокислов железа. Прожилки опала при этом подверглись маршаллитизации.

Некоторые исследователи принимают охры (по аналогии с сульфидными месторождениями) за продукты окисления нонтронитов, забывая о том, что железо в нонтронитах окисное, а не закисное, и поэтому образование охр по нонтронитам нельзя связывать с процессом окисления. Красные полосчатые охры образуются в процессе метасоматического выщелачивания нонтронитов: кремнезем выносится, а железо остается на месте и накапливается в виде остаточных охристых продуктов:



Полосчатая текстура охр связана, по-видимому, с последующим уплотнением высокопористой губчатой массы гидроокислов железа (Разумова, 1970а).

Гидротермально-вадозный генезис пород нонтронитового профиля подтверждается также и другими данными: наличием в разрезе наряду с вертикальной горизонтальной зональности, типичной для первичных ореолов выщелачивания гидротермальных месторождений (см. гл. I); многокомпонентным, чуждым элювиальным образованиям, составом пород нонтронитовой зоны, особенно резко

Таблица 11

Минеральные парагенезы жильной стадии, связанные с охристо-нонтронитовым профилем древних кор выветривания серпентинитов

Первичные ореолы выщелачивания		Продукты осаждения и инфильтрационно-го метасоматического замещения жильного этапа (первая – седьмая ассоциации)
Продукты метасоматического выщелачивания	Продукты осаждения	
Охры бурые, бесструктурные	—	7. Хромгаллуазитовая минерализация, иногда в сопровождении аллофана, алуни-та и гиббсита (Стороженко, Иванов, 1969; и др.) или хромбейделлитовая с аутигенной хромовой шпинелью (Сердюченко, 1945, 1952)
Охры красные, полосчатые гетитовые и гидрогетитовые	—	6. Красные железняки, иногда кремнистые, нередко в сопровождении гидроокислов марганца (Бородина, 1969)
Нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты		5. Асболовая минерализация 4. Гарниерит-непуит-ревдинскитовая минерализация с халцедоном или кварцем (Месторождения..., 1937; Грицаенко, 1944; Никеленосные..., 1970; и др.)
Обеленные керолитизированные серпентиниты	Пягнистая и жилковатая опализация с β -кристобалитом и тридимитом	3. Окремнение и окварцевание с сапонитовой минерализацией (Бородина, 1963, 1969; Витовская, Берхен, 1970; и др.) 2. Окварцевание, окремнение и карбонатизация (доломит и кальцит) с сепиолит-пальгорскитовой минерализацией, иногда в сопровождении горного хрусталя, мориона, аметиста, родохрозита и манганокальцита (Месторождения... 1937; Сердюченко, 1952; Никитина, 1968; и др.)
Слабо обеленные трещиноватые серпентиниты	"Магнезитовый капустник"	1. Карбонатизация и пирраурит-гидромагнезит-артинит-бруситовая минерализация со стронциевым арагонитом (Сердюченко, 1952; Еремеев, Сибилев, 1967)
Серпентиниты неизмененные, черно-зеленые, плотные, крепкие		Сунгулитовая минерализация прожилкового типа

выступающим на участках развития жильных серий и в породах полосчатого приконтактового комплекса, сложенных чередованием полос нонтронитового, хлоритового и охристого состава; развитием наложенной жильной фазы, оторванной по времени образования от первичного ореола выщелачивания с нонтронитовым профилем. Как на гидротермальных месторождениях, так и в никеленосных корах, жильная фаза представлена минералами щелочного типа: магнезиальными и магнезиально-никелевыми гидросиликатами, водными карбонатами магния, бруситом, антофиллитом, карбонатами кальция, магния и марганца, а также минералами группы кремнезема (табл. 11).

Таблица 12

Изменение состава аутигенных минералов от первичных ореолов метасоматического выщелачивания к продуктам замещения жильного этапа в никеленосных корах выветривания гипербазитов

Минералы первичных ореолов выщелачивания	Минералы жильного этапа (прожилки, цемент тектонических брекчий и метасоматические тела)
Каолинит чешуйчатый и дисперсный	
Нонтрониты (никеленосные и безрудные), ферримонтмориллониты, монтмориллониты	Гарниерит, ревдинскит, непунит, керолит, сапонит
Железо-магнезиальные вермикулит-хлориты (никеленосные и безрудные)	Сепиолит, никелевый сепиолит, пальгорскит, пилоасбест
Глиноподобные антигориты и хризотилы (гидроантигорит и гидрохризотил)	Никелевый сунгулит, никелевый феррисерпофит, брусит, антофиллит
Опалы с β -кристобалитом и тридимитом (прожилки, пятна, гнезда)	Кварц криптокристаллический, халцедоновидный молочно-белый, горный хрусталь, аметист, морион, халцедон, празопал, опал
"Магнезитовый капустник" с магнезитом, доломитом и доломито-кальцитом	Кальцит, доломит, арагонит, стронциевый арагонит, родохрозит, манганокальцит Гидромагнезит, гидроталькит, пироаурит

Жильная минерализация тяготеет к раствороподводящим разломам и трещинам (см. рис. 21 и 45) и потому особенно резко выражена в корах выветривания линейно-трещинного и контактово-карстового типов. Некоторые такие залежи целиком сложены продуктами инфильтрационного метасоматического замещения жильного этапа (см. рис. 4 и 45). Зоны же окремнения – "кремнистые бугры", как и на гидротермальных полях Камчатки (Набоко, 1966), фиксируют зоны разломов (см. рис. 8 и 9). Для жильной фазы никеленосных кор серпентинитовых пород, как и для гидротермальных месторождений, характерна многофазность минеральных выделений и сложные метасоматические замещения (Грицаенко, Искюль, 1937; Месторождения..., 1937; Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Сердюченко, 1952; Витовская, Берхен, 1970; и др.).

Многие парагенезы жильного этапа характерны и для гидротермальных месторождений. Гидротермальное происхождение первой минеральной ассоциации (см. табл. 11) доказывается присутствием брусита, гидромагнезита и стронциевого арагонита; второй – горного хрусталя, аметиста, мориона, родохрозита и т.д.; третьей – парагенезом магнезиальных и никелевых силикатов с метасоматическими кварцитами и халцедоновидным кварцем, столь типичными для низкотемпературных гидротермальных месторождений.

Важно также отметить, что магнезиальные и никелевые силикаты данного типа известны и на месторождениях бесспорно гидротермального генезиса. Непунит описан на контактовом месторождении в Сербии (Максимович, 1973), гарниерит отмечен М.А. Кашкаем (1964) вместе с непунитом и шухардитом среди минералов, характерных для никеленосных листовитов. Пальгорскит развит на Золотушинском колчеданно-полиметаллическом месторождении Рудного Алтая (Гидротермальный..., 1969), а сепиолит в кальцитовой жиле сре-

ди скарнов на Устарасе в Средней Азии (Назирова, 1969). По новым данным палыгорскит и сепиолит осаждаются химическим путем и на дне океана в результате взаимодействия океанических вод с гидротермальными магниевыми растворами, выходящими по трещинам и разломам океанического дна (Bowles *et al.*, 1971).

Хромовые галлуазиты, каолиниты и бейделлиты, входящие в седьмую ассоциацию (см. табл. 11), описаны в зальбандах сульфидных жил (Maksimovič, White, 1972) и гейзерах Калифорнии (Brookins, 1973). Существенно также, что в древней коре выветривания Малкинского серпентинитового массива хромосодержащие глинистые минералы встречаются в парагенезе с аутигенной хромовой шпинелью (Сердюченко, 1945, 1952; и др.). Аутигенная хромовая шпинель описана также в никеленосных корах гипербазитовых массивов Украинского кристаллического щита (Лебедев, 1964; и др.).

Гидротермально-вадозное происхождение нонтронитового профиля подтверждается и образованием на одном и том же уровне глубинности различных минералов: одних в ореолах выщелачивания, других – в жильную фазу вдоль раствороподводящих разломов и трещин (табл. 12), что весьма типично для гидротермальных месторождений.

Для жильного этапа никеленосных кор серпентинитовых пород (см. табл. 12) характерны глинистые минералы с ленточно-слоистой структурой ряда сепиолит – палыгорскит, талькоподобные и серпентиновые минералы группы непунит-гарниерит. Для первичного ореола выщелачивания – нонтронитового профиля – типичны глинистые минералы со слоистой структурой группы монтмориллонита, а в сопряженных разрезах глинистых метасоматитов габброидов и амфиболитов – каолинит. Важно подчеркнуть, что первые исследователи никеленосных кор выветривания Урала – Е.А. Кузнецов (1933) В.Н. Лодочников (1936), А.Н. Алешков (1941а, б), Д.Г. Ульянов (Месторождения..., 1937) и другие также привлекали для объяснения образования нонтронитизированных серпентинитов и связанных с ними силикатно-никелевых руд термальные растворы, поступающие по разломам, секущим серпентинитовые массивы, но эти работы не получили поддержки. И.И. Гинзбург (1941) отметил, что при открытии силикатно-никелевых руд в СССР стали возникать гидротермальные теории, но благодаря работам и авторитету А.П. Карпинского эти теории не получили большого распространения. Ц. Мулина (Mulina, 1973) никеленосные коры Югославии (месторождения Главица и Чикатова) также связывает с эпитемальными растворами и относит их к месторождениям гидротермально-экзогенного происхождения. Никеленосные коры Югославии, как и многие никеленосные коры Урала, связаны с зонами нарушений, расположенными в периферических частях перидотитовых массивов, на контакте с вмещающими породами.

РАЗБОР ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ВАДОЗНОЙ ТЕОРИИ

Основными генетическими признаками, доказывающими гипергенное происхождение древних кор выветривания (кроме уже рассмотренного зонального строения), считаются следующие: затухание процесса метасоматического выщелачивания с глубиной; площадная форма залегания; приуроченность к поверхностям древних пенепленов; наличие эпох корообразования; региональное распространение. Остановимся на разборе этих основных признаков и попытаемся показать, что и они не могут служить доказательством гипергенного происхождения древних кор выветривания, а обусловлены совершенно иными причинами.

ЗАТУХАНИЕ ПРОЦЕССА МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ С ГЛУБИНОЙ

Затухание процесса выщелачивания с глубиной не является специфической особенностью древних кор выветривания и, так же, как на гидротермальных месторождениях, обуславливается в первую очередь выклиниванием с глубиной трещиноватой зоны, служившей ловушкой для гидротермальных растворов или коллектором подземных вод, активизированных эндогенными эманациями.

По мнению некоторых геологов, для элювиального процесса характерно падение степени выщелоченности пород с глубиной, тогда как гидротермальное разложение должно усиливаться сверху вниз по разрезу. Однако это далеко не так: процесс гидротермального метасоматического выщелачивания затухает с глубиной вместе с выклиниванием трещиноватой зоны (см. рис. 9). Специфической же особенностью гидротермальных приразломных зон является большая мощность измененных пород и часто наблюдаемая в разрезе смена с глубиной низкотемпературных фаций более высокотемпературными или сочетание тех и других на одном уровне. Та же картина наблюдается и на многих месторождениях коры выветривания (см. рис. 20). Так, в древних корах выветривания гипербазитов нонтронитизированные и обеленные керолитизированные серпентиниты в зонах разломов часто ассоциируют с оталькованными и хлоритизированными серпентинитами, лиственитами и скарнами, коры выветривания пикритовых порфиритов – с карбонатными, а первичные каолины – с серицитизированными гранитами и т.д. Мощность древних кор выветривания зон разломов часто измеряется многими сотнями метров, что также характерно для гидротермальных, но не для элювиальных образований.

Представления о большой мощности древних кор выветривания на интрузивных телах бывают, однако, и преувеличенными в связи с тем, что нижняя граница таких кор нередко проводится не в основании толщи разложенных до глины пород, а значительно глубже, по подошве подстилающих серицитизированных и хлоритизированных пород, являющихся в действительности продуктами аутометаморфизма. Последние включаются в коры выветривания только на том основании, что степень изменения пород такого искусственно объединенного профиля непрерывно уменьшается с глубиной.

Серицитизированные граниты представляют собой плотные неразрыхленные породы, мало похожие на глинистые породы кор выветривания. Кроме того, в настоящее время установлено, что серицит в поверхностных условиях не обра-

процессом (Н.П. и А.И. Курек, 1954; Казицын, 1970; и др.), затухание же процесса метасоматического выщелачивания с глубиной является характерной особенностью всех автометаморфических процессов, связанных с интрузивными телами (Коржинский, 1953). Серицит тесно связан также с рудами.

В вулканических комплексах смена сверху вниз по разрезу сильно разложившихся пород на неизменные осложняется неоднородным строением самих вулканических толщ. Здесь степень разложившихся пород контролируется литологическим составом и степенью пористости горных пород. Поэтому переход разложившихся до глины вулканитов в свежие неизменные часто сопровождается одновременной сменой характера самих материнских пород: туфов на лавы или гиадокластитов на шаровые базальты, а не затуханием процесса выщелачивания

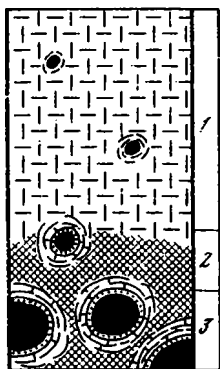


Рис. 33. Разрез не измененной почвенно-элювиальным процессом гидротермально глинизированной толщи шаровых базальтовых лав. Черноморское побережье Аджарии, р. Чаква (у с. Георгиевского)

1 – вулканогенные триоктаэдрические монтмориллонитовые глины с реликтовой структурой хлорит-витробазальтового гиадокластита и одиночными сфероидными хлорит-базальтового гиадокластита с плотным базальтовым ядром; 2 – хлорит-базальтовый гиадокластит слабо монтмориллонитизированный, рассыпающийся в дресву; в концентраторах сфероидов ядра плотного базальта; 3 – шаровые базальтовые лавы с хлорит-базальтовым гиадокластитом в концентраторах и межшаровых промежутках

с глубиной. Однако это обстоятельство обычно не принимается во внимание. Не учитывается и то, что пористые, сильно зеленокаменно измененные туфы и гиадокластиты в вулканических комплексах в отличие от лавовых горизонтов часто гидротермально изменены и превращены в структурные монтмориллонитовые глины.

Игнорирование особенностей строения вулканогенных толщ приводит к тому, что лавы, лежащие в основании, глинизированных туфогенных толщ, а также базальтовые ядра, включенные в глинистые метасоматиты, принимаются за материнские породы разложившихся до глины туфов и гиадокластитов. Между тем туфы и гиадокластиты отличаются от связанных с ними лав не только повышенной пористостью, но и интенсивностью зеленокаменного изменения и, следовательно, минеральным и химическим составом.

Приведем в качестве примера неоднократно описанный в геологической и почвенной литературе разрез коры выветривания шаровых базальтовых лав р. Чаквы Черноморского побережья Аджарии (рис. 33).

В основании разреза р. Чаквы залегают шаровые базальтовые лавы (видимая мощность их 2–3 м), состоящие из неплотно прилегающих тел шаровидной и эллипсовидной формы, скрепленных черно-зеленой зернистой породой. Размер сфероидов 0,5–2,0 м. Ядра сфероидов сложены базальтом, в краевых частях миндалекаменным. Черные и черно-зеленые породы с зернистым изломом, слагающие концентраторы сфероидов и промежутки между ними, в отличие от базальтовых ядер образованы гиадокластитом – сильно зеленокаменно измененной вулканокластической породой, состоящей из обломков хлоритизированных базальтовых пород песчаного и гравийного размера, образовавшихся при дроблении стекловатых корок шаровых лав и растрескивании самих базальтовых шаров при соприкосновении с морской водой (Гилярова, 1959; Ритман, 1964).

Залегающие выше хлорит-базальтовые гиадокластиты заметно монтмориллонитизированы и рассыпаются в дресву. Мощность дресвянистого горизонта 3–6 м. Выше их постепенно сменяют вулканогенные монтмориллонитовые глины с реликтовой структурой хлорит-витробазальтового гиадокластита, вмещающие от-

дельные сферойды слабо разложенного хлорит-базальтового гиадокластита с плотными базальтовыми ядрами. Глины зеленовато-серые, хрупкие. Мощность структурных глин до 8-10 м.

Исследования показали, что процесс монтмориллонитизации шаровых базальтовых лав, имевший место в поствулканическую гидротермальную стадию еще при формировании вулканогенной толщи эоцена (Разумова, 1971а), прошел избирательно по пористой, сильно хлоритизированной стекловатой массе гиадокластита. Хорошо раскристаллизованные базальтовые ядра при этом из-за повышенной плотности (пористость 8-10%) остались крепкими, неизменными. При формировании красноватого глинистого элювия каолинизации и обохри-ванию снова подвергались хлоритизированные и монтмориллонитизированные гиадокластиты (пористость структурных монтмориллонитовых глин 40-45%), тогда как включенные в них базальтовые ядра по-прежнему остались без изменения (см. гл. IV).

Однако такое своеобразное строение разрезов базальтовых лав обычно не учитывается, так как обломочная структура в гиадокластитах (особенно в разложенных до глины породах) благодаря однообразному составу обломков плохо видна, а смена пород при переходе от свежих неизмененных к разложенным выступает не четко, поскольку базальтовые ядра в краях (в зоне закалки) имеют миндалекаменную структуру. Поэтому смена миндалекаменной структуры базальта на обломочно-сферолитовую гиадокластита легко пропускается. В результате за материнские породы как вулканогенных монтмориллонитовых глин, так и образовавшегося по ним охристо-каолинового элювия принимаются не гиадокластиты, а базальты. Между тем гиадокластиты отличаются от базальтов как минеральным, так и химическим составом. В отличие от базальтов гиадокластиты сильно хлоритизированы и в соответствии с этим нередко обеднены кремнием, иногда алюминием, щелочами и обогащены магнием, железом и водой. В гиадокластите по сравнению с базальтом ядра содержание окислов соответственно изменяется (в %):

Компоненты	Базальт из ядра сферо- ида (обр. 315-1)	Гиадокластит из concentra сфероида (обр. 315-2)	Базальт из ядра сферо- ида (обр. 339-1)	Гиадокластит из concentra сфероида (обр. 339-2)
SiO ₂	44,51	43,39	49,90	43,10
Al ₂ O ₃	16,23	16,61	16,45	13,49
Fe ₂ O ₃	4,46	7,91	2,94	4,62
FeO	5,11	2,98	3,99	4,45
MgO	7,53	8,31	4,97	10,59
CaO	11,97	7,23	9,46	9,60
Na ₂ O	1,51	0,99	2,90	1,46
K ₂ O	1,07	1,88	3,69	1,31
H ₂ O ⁺	3,45	5,94	3,36	6,07
H ₂ O ⁻	2,33	3,83	1,17	3,80

Неправильная интерпретация такого типа разрезов неизбежно приводит к неправильности всех геохимических пересчетов, проводимых исследователями для количественной характеристики баланса выноса вещества при формировании "глинистого элювия". Судя по описанию разрезов и микроструктуре пород, к элювию, например, отнесены монтмориллонитизированные гиадокластиты до-леритов Сибирской платформы (Родин и др., 1967), диабазовых порфиритов Орской депрессии (Черняховский, 1963а; Черняховский и др., 1975), базальтов Северного Тимана (Кочетков, Хлыбов, 1968) и др.

Таким образом, лавы, залегающие в основании разреза или слагающие "остаточные ядра", не всегда являются материнским субстратом разложенных

до глины пород, и подошва зоны глинизации в вулканических комплексах определяется часто не затуханием процесса выщелачивания с глубиной, а сменой характера материнских пород — туфов на лавы или гиалокластитов на шаровые базальты. Следовательно, затухание процесса глинизации с глубиной в вулканических комплексах контролируется неоднородностью строения и неравномерностью зеленокаменного изменения самих материнских пород.

Затухание процесса выщелачивания с глубиной, как мы видим, не является специфической особенностью древних кор выветривания и поэтому не может служить доказательством их элювиального происхождения. Между тем выклинивание продуктов метасоматического выщелачивания с глубиной часто считается достаточным аргументом для отнесения разложенных до глины пород к элювиальным образованиям (Петров, 1967; и др.). Однако переход вниз по разрезу разложенных до глины пород в неизменные указывает лишь на метасоматическую природу данного процесса, но отнюдь не свидетельствует об элювиальном происхождении глинизированных пород. Генетически природа процесса глинизации может быть весьма разнообразной.

ПЛОЩАДНАЯ ФОРМА ЗАЛЕГАНИЯ

Площадная форма залегания также считается одним из основных аргументов, доказывающих элювиальное происхождение древних кор выветривания. Однако и площадная форма залегания не является специфической особенностью древних кор выветривания, так как она присуща и глинистым метасоматитам ореолов выщелачивания эпитермальных месторождений. Так, в тектонических депрессиях Восточного Забайкалья продукты гидротермальной глинизации, сопровождающие редкометальное оруденение, подобно корам выветривания площадного типа, имеют пологое залегание и площадное распространение, притом не только в осадочном комплексе пород, но и в гранитном ложе (Волостных, 1966). В северо-западном Прибалхашье площадные залежи глинистых метасоматитов с мелкопрожилым сульфидным оруденением также занимают значительные площади и развиваются в приразломных зонах вдоль густой сети мелких, преимущественно крутопадающих трещин (Кудрявцев и др., 1971). На современных гидротермальных полях Камчатско-Курильской дуги большие (до нескольких километров шириной) пологие залежи измененных, в том числе аргиллизированных до глин пород сопровождают разломы. С.И. Набоко (1963) объясняет образование таких залежей следующим образом. Гидротермальные растворы проникают по зонам разлома, метаморфизуя все породы независимо от их литологического состава и фильтрационных свойств. В этих областях образуются восходящие залежи метасоматитов и выщелоченных пород. От зон разлома растворы фильтруются по породам, обладающим хорошими фильтрационными свойствами, в основном по наиболее пористым туфогенным пачкам. При этом формируются пластовые залежи метасоматитов и выщелоченных пород.

Возникновению залежей глинистых метасоматитов площадного распространения в вулканических комплексах благоприятствует наличие экрана. Экранирование гидротерм способствует их растеканию вдоль слоя восприимчивых к выщелачиванию горных пород, преимущественно по туфогенным горизонтам. Роль экранов часто выполняют малопористые лавовые горизонты или прослои осадочных пород. Сами экранирующие породы обычно подвергаются слабой гидротермальной переработке (Власов, 1971).

Поэтому там, где туфогенные толщи подстилаются плотными лавами, развиваются площадные залежи глинистых метасоматитов покровного типа; там же, где туфы и гиалокластиты переслаиваются или перемежаются с лавами, возникают пластовые, линзовидные и многоярусные залежи, разделенные лавовыми горизонтами.

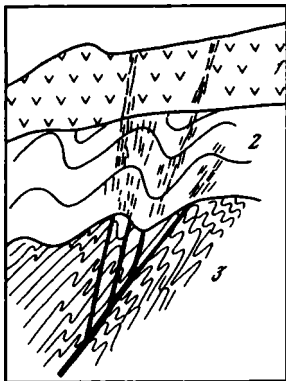
В консолидированных массивах при гидротермальной глинизации горных пород роль экрана часто выполняют поверхности раздела структурных этажей, так же степень трещиноватости горных пород резко снижается при переходе из одного структурного этажа в другой (рис. 34). Поэтому гидротермально

переработанные зоны, развитые в породах складчатого платформенного основания, часто заканчиваются на его границе и не переходят в осадочный чехол. Но если разлом продолжался в последний, гидротермальной переработкой захватываются и прилегающие к разлому осадочные породы платформенного чехла (Розин, Сердюк, 1970; Розин, 1974; Головин, Легошин, 1970; Шеточкин, 1970; Могаровский, 1974; и др.; см. гл. V).

В консолидированных массивах платформенного фундамента, сложенных магматическими и метаморфическими породами, продукты гидротермально-вадозной глинизации нередко приобретают большое площадное распространение, так как в зонах разломов широко развиты мелкие трещины, образующие нередко

Рис. 34. Изменение характера трещин по мере развития их вверх по разрезу и во времени в Приморье (Радкевич, 1960)

1 — единичные разрывы, пробивающиеся в верхней структурный этаж — слабо дислоцированные эффузивы верхнего мела; 2 — зоны мелкой трещиноватости, проявленные в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях над глубже расположенными разломами фундамента; 3 — крупные разломы фундамента — надвиги



однообразные, выдержанные на десятки километров системы, которые также перерабатываются метаморфизирующими растворами (метасоматические поля приразломных зон).

Следовательно, плащеобразная форма залегания и площадное распространение характерны не только для древних кор выветривания складчатого основания платформ, но присущи и глинистым метасоматитам эпитеpмальных месторождений и современных гидротермальных полей. Поэтому плащеобразная форма залегания и площадное распространение разложившихся до глины пород также не доказывают элювиального происхождения древних кор выветривания.

Древние коры площадного типа так же, как и глинистые метасоматиты первичных ореолов выщелачивания эпитеpмальных месторождений, развиваются в консолидированных массивах платформенного фундамента по зонам мелкой трещиноватости, а вдоль региональных нарушений типа крутых надвигов, зон дробления и сорванных контактов формируются коры выветривания трещинного типа, уходящие нередко на большую глубину и прослеживающиеся по линиям нарушений на десятки и сотни метров (Корин, 1960). Таким образом, при пологом залегании трещиноватой зоны залежи глинистых метасоматитов приобретают большое площадное распространение, а при крутых падениях — большой вертикальный размах. Так, на Липовском ультраосновном массиве Среднего Урала линейная кора выветривания в приповерхностной части приобретает площадной облик в результате слияния зон разложения около близлежащих трещин, на глубине же она сохраняет линейный характер (Кудряшов, 1969).

Площадные коры выветривания развиваются в приразломных зонах платформенного фундамента по системам мелкой трещиноватости различного типа:

- а) зоны мелкой трещиноватости структуры оперения разломов;
- б) системы мелких крутопадающих трещин дробления или зоны мелкоблокового строения, возникающие в днищах грабенов и тектонических депрессий, в результате перекося их бортов и проседания опущенного блока (см. рис. 47);
- в) системы трещин растяжения и дробления, развивающиеся в куполовидных частях антиклинальных структур (как, например, на Чадобецком поднятии Енисейского кряжа, см. рис. 38);
- г) зоны веерообразной трещиноватости, возникающие в процессе расщепления разлома вверх по разрезу (залежи грибовидной и конусовидной формы; см. рис. 39);

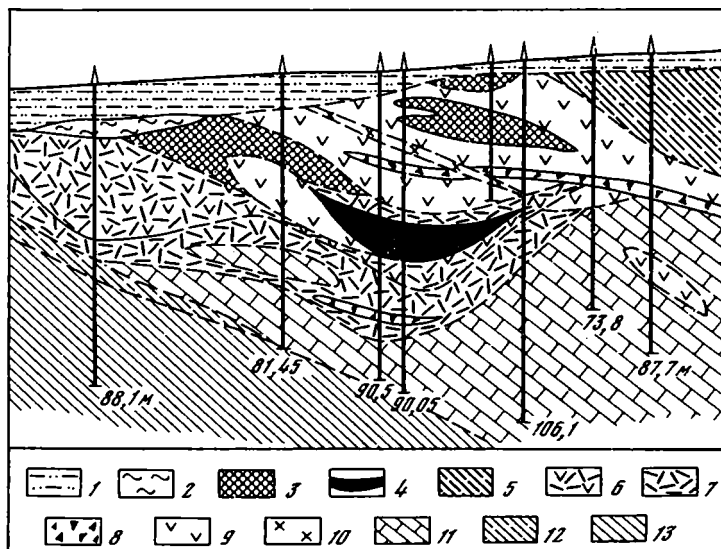


Рис. 35. Разрез никеленосной коры выветривания XVI Березовогорского участка Северного массива Уфалейского района на Урале (Бородина, 1963)

1 - делювиальные глины; 2 - глины перекрытой коры выветривания; 3 - разложенные нонтронитизированные серпентиниты; 4 - кремнистые сильно ожезжененные серпентиниты; 5 - разложенные углито-амфиболовые сланцы; 6 - разложенные серпентиниты, опущенные в карст; 7 - карстовые образования; 8 - брекчированные серпентиниты; 9 - плотные серпентиниты; 10 - микродиориты; 11 - мраморы; 12 - разложенные кварц-альбит-хлоритовые сланцы; 13 - плотные кварц-альбит-хлоритовые сланцы

д) тектонические брекчии пологих частей надвигов. Залежи глинистых метасоматитов в этом случае имеют форму "козырька" и так же, как вертикальные части надвига, представлены разложенными до глины тектоническими брекчиями (рис. 35);

е) системы пологопадающих трещин отдельности, сформировавшиеся при остывании магматического тела (направление таких трещин часто совпадает с направлением магматической полосчатости). Трещиноватость данного типа отличается большой протяженностью и выходит даже за пределы массивов, на расстояние до 1,5 км (Вартанян, 1973);

ж) тектонические развальцованные зоны. Например, гипербазиты с тектонической ядерно-глыбовой структурой широко развиты на силикатно-никелевых месторождениях многих регионов земного шара (рис. 36).

На распределение глинистых продуктов метасоматического выщелачивания и на морфологию залежей древних кор выветривания, как и в эпитермальных месторождениях, большое влияние оказывает степень и характер трещиноватости исходных горных пород, что отмечается многими исследователями и отчетливо выступает на приведенных в тексте профилях.

Для понимания генезиса древних кор выветривания складчатого основания платформ весьма существенно, что залежи площадного типа не являются самостоятельными образованиями, а тесно связаны с трещинными корами зон разломов (рис. 37). Ведущая роль разломов в формировании древних кор выветривания площадного типа подтверждается прежде всего частой их приуроченностью к местам пересечения разломов, тектоническим депрессиям с раздробленными днищами, местам торцового сочленения структур и т.д. Зоны разломов часто выражены не единичными разрывами, а представляют собой целые системы разрывных нарушений (см. рис. 52). Такие зоны нередко обладают большой протяженностью и шириной, в них особенно широко распространены коры выветривания.

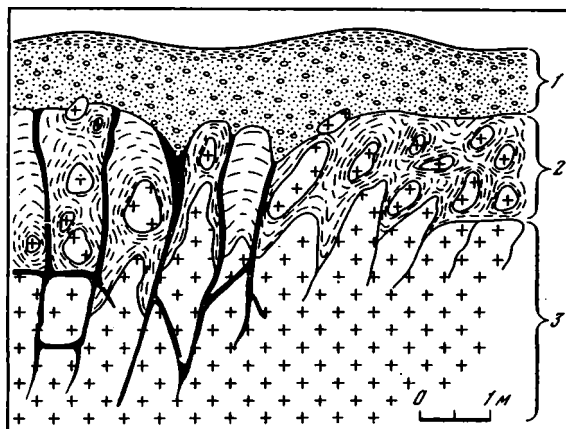


Рис. 36. Схематический профиль никеленой коры выветривания серпентинитов Новой Каледонии. По Шателье (см. Никитина и др., 1971)

1 - безрудные латериты, 2 - выветрелый перидотит с ядрами неизмененного и прожилками инфильтрационных никелевых силикатов; 3 - неизмененный (0,25% NiO) и дезинтегрированный перидотит с прожилками инфильтрационных никелевых силикатов (NiO от 0,25 до 15%)

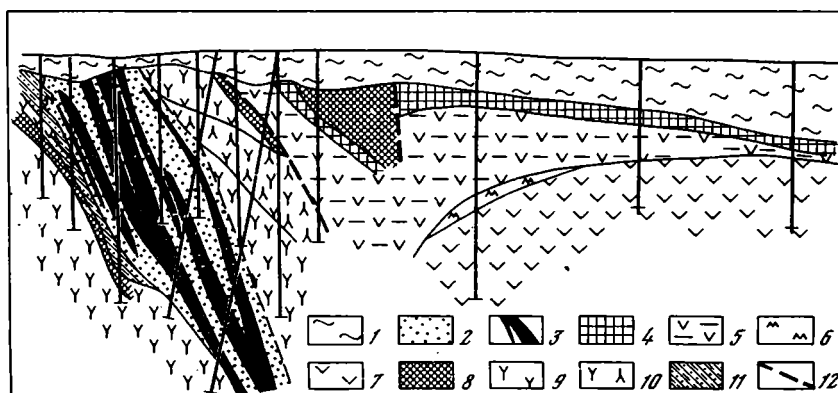


Рис. 37. Схематический профиль коры выветривания смешанного типа Белинского серпентинитового массива (Кочетова, 1968)

1 - покровные отложения; 2 - охры; 3 - кремни охристые и кремни молотные; 4 - нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты; 5 - керолитизированные серпентиниты; 6 - горизонт магнетитов; 7 - серпентиниты неизменные; 8 - нонтронитизированные эффузивы; 9 - эффузивы; 10 - моймечитоподобные породы; 11 - сланцы, песчаники, алевролиты и др.; 12 - зоны нарушений

Ведущая роль разломов в формировании древних кор выветривания подтверждается и тем, что в никеленовых корах Урала смешанного (трещинно-площадного) типа вертикальные части залежей, как и подводящие каналы на гидротермальных месторождениях, осложнены многофазной жильной минерализацией и содержат крупные блоки метасоматических кварцитов (см. рис. 37). Мощность последних достигает 50-60 м. На глубине они выклиниваются, но в отдельных случаях прослеживаются вниз по падению на 100-120 м (Корин, 1952). С приразломными карманами глинистых метасоматитов часто связаны и более высокотемпературные гидротермальные и контактово-метасоматические образования (см. рис. 20), в то время как более удаленные от разломов залежи площадного типа сложены более низкотемпературными глинистыми и охристыми продуктами и лишены рудной минерализации жильного этапа. Эти данные свидетельствуют о поступлении метаморфизирующих растворов снизу вверх

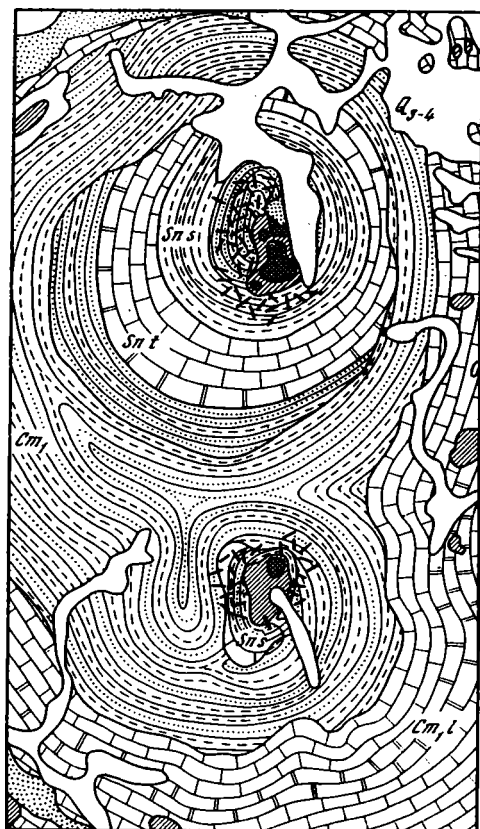


Рис. 38. Приуроченность древней коры выветривания (1) к сводовым частям антиклинальных структур Чадобекхского поднятия (Пельтек, 1971)

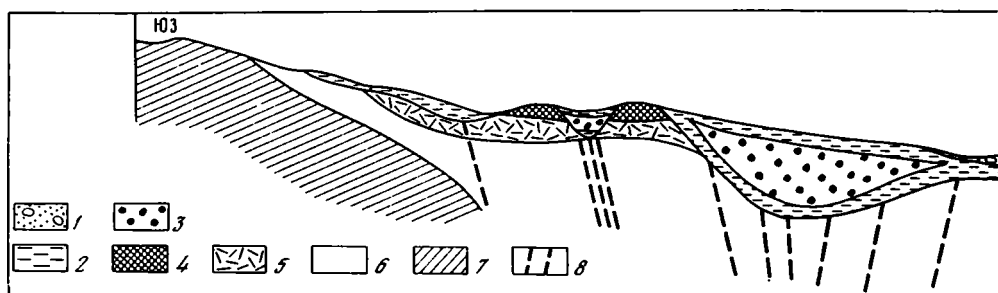
и о ведущей роли разломов в формировании древних кор выветривания. Последнее подтверждается также тем, что в никеленосных корах серпентинитовых пород, связанных с надвигами, продукты выщелачивания и цементации не выходят за пределы зоны тектонических брекчий. Примером могут служить никеленосные коры Ново-Айдырлинского, Аккермановского и Северного месторождений Урала (см. рис. 44 и 45). Таким образом, не трещинные коры являются "корнями" площадных кор выветривания, как это принято считать (Гинзбург, 1938, 19636; Петров, 1967; и др.), а, наоборот, площадные коры являются приповерхностными языками и шлейфами кор выветривания трещинного типа, развивающимися по сопряженным с разломами зонам мелкой трещиноватости в направлении движения метаморфических растворов.

Однако в процессе размыва площадные коры выветривания часто оказываются оторванными от вертикальной части



залежи зоны разлома и тогда воспринимаются как самостоятельные образования и трактуются как элювиальные покровы. Сам же приразломный карман выявляется обычно только при геологоразведочных работах. К приразломным карманам кор выветривания обычно приурочены эрозионные депрессии.

Представление о широком распространении площадных залежей древних кор выветривания платформенного фундамента в ряде случаев сильно приувеличено. Это связано с тем, что в комплекс пород древней коры выветривания были включены вскрытые скважинами под покровом осадочных толщ пластовые и покровные залежи вулканогенных глин, связанные с вулканическими комплексами тафросинклиналей пермо-триасового возраста, юрских грабенных и других тектонических депрессий, врезанных в платформенный фундамент (см. гл. V и рис. 49). Поэтому в геологической литературе постоянно встречаются указания на то, что площадные коры в настоящее время сохранились в депрессиях под покрывкой осадочных толщ (см. рис. 70 и 71), а там, где они не были перекрыты осадочным чехлом, были полностью уничтожены эрозией. Между тем локализация площадных кор выветривания в пределах таких депрессий



определяется границами распространения вулканических глин, а отнюдь не наличием защитной покрывки осадочных пород. Размер площадных залежей древних кор выветривания консолидированных массивов платформенного фундамента может достигать нескольких десятков квадратных километров.

Развитие залежей глинистых метасоматитов площадного типа (площадных кор) у разломов, секущих платформенный фундамент, объясняется тем, что эндогенные эманации и растворы, устремляясь вверх по разрезу по узко локальным зонам – разломам, интрузивным контактам, жерлам вулканов – в верхних приповерхностных горизонтах земной коры конусообразно растекались в стороны в горизонтальном направлении, используя водоносные горизонты и горизонты обводненных пород (Кротова, 1971).

Согласно гидродинамическим данным, площадные залежи глинистых метасоматитов развиваются в случаях, когда в сопряженных с раствороподводящими разломами горизонтах обводненных пород имеется отток. Если оттока нет, водоносные горизонты бронируют гидротермальный поток (при равенстве давлений напорный поток полностью экранируется горизонтом грунтовых вод; Вартанян, 1965) и образуется гидротермальный лакколит. В пределах таких лакколитов из-за гидродинамической изолированности и развиваются залежи глинистых метасоматитов локального распространения. Такого типа залежи часто приурочены к сводовым частям антиклинальных структур (как, например, кора выветривания Чадобецкого поднятия Енисейского кряжа, рис. 38 и 39) или локализируются в пределах трещиноватой зоны, проводящей гидротермы (кора выветривания зоны надвига Ново-Айдырлинского месторождения Южного Урала, см. рис. 44).

В тех случаях, когда гидротермы поступали в горизонты обводненных пород, имеющих отток (давление напорных вод превышало давление грунтовых вод), гидротермальные растворы растекались в стороны по водоносным горизонтам или по зонам поверхностной трещиноватости (см. рис. 37 и 62). В результате развивались залежи глинистых метасоматитов площадного типа (метасоматиты выщелачивания зоны растекания). При ограниченном поступлении активных растворов переработанными оказывались лишь участки трещиноватых зон, непосредственно прилегавшие к раствороподводящему разлому, а более удаленные из-за недостатка метаморфизирующего раствора остаются не переработанными.

Таким образом, площадные коры, рассматриваемые до сих пор как элювиальные покровы, развивались, по-видимому, по оперяющим разломы зонам повышенной трещиноватости вследствие растекания поступающих с глубин по разломам глубинных растворов и газов и смешения их с циркулирующими по этим зонам вадозными водами.

В консолидированных массивах платформенного фундамента подошвой зоны низкотемпературной гидротермально-вадозной глинизации служила, вероятно, поверхность водоупора зоны поверхностной трещиноватости (подошва зоны активного водообмена), выше которой в эпохи орогенеза в связи с усилением гидротермальной активности и гидродинамики подземных вод в приразломных зонах и осуществлялась площадная гидротермально-вадозная глинизация горных пород. В массивных трещиноватых породах (водопроницаемых по трещинам)

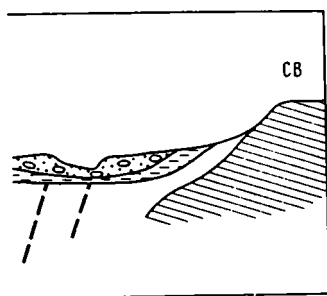


Рис. 39. Схематический субширотный разрез сводовой части северного выступа Чадобецкого поднятия (вне масштаба) Слукин, 1973)

1 – четвертичный аллювий; 2 – каолиновые глины с обломками каолинизированных пород в базальной части; 3 – бокситы с обломками латеритов; 4–6 – породы зон коры выветривания: 4 – гиббситовые (коренные латериты), 5 – каолинит-гиббситовые, 6 – каолинитовые; 7 – сланцы и песчаники с силлами щелочных ультрабазитов; 8 – предполагаемые тектонические нарушения

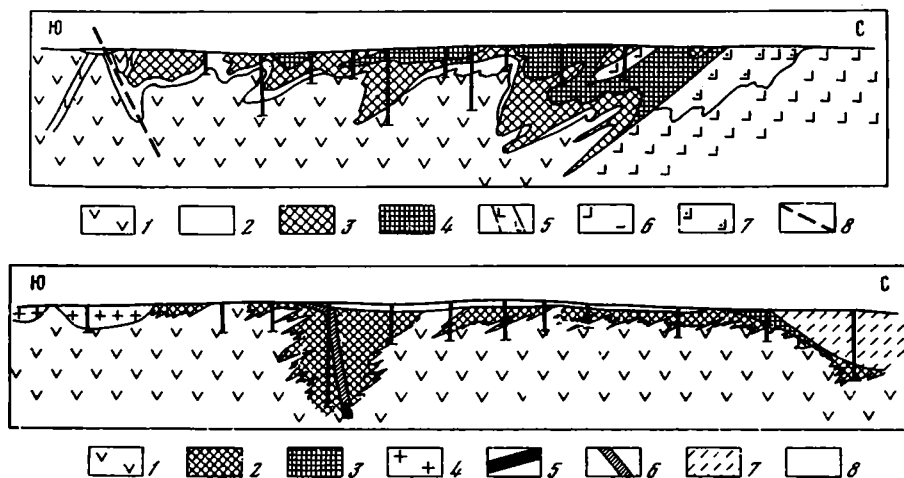


Рис. 40. Приконтактный карман никеленосной коры выветривания в подошве Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала (Ново-Батамшинский участок)

1 – серпентиниты и керолитизированные серпентиниты; 2 – слабо нонтронитизированные серпентиниты; 3 – нонтрониты; 4 – охры; 5 – габбро-диабазовые дайки; 6 – габбро-амфиболиты; 7 – монтмориллонитизированные и каолинизированные габбро-амфиболиты; 8 – сброс

Рис. 41. Карман никеленосной коры в контакте с габбро-диабазовой дайкой на Батамшанском участке Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала

1 – серпентиниты и керолитизированные серпентиниты; 2 – нонтронитизированные серпентиниты; 3 – охры; 4 – силифицированные (окремненные) серпентиниты; 5 – габбро-диабазы; 6 – каолинизированные габбро-диабазы; 7 – пестроцветные третичные глины; 8 – суглинки

число трещин с глубиной резко падает, и на известной глубине образуется водоупор, который и служит границей распространения метаморфизующих растворов на глубину. В контактах секущих даек и на контактах с породами другого состава из-за погружения поверхности водоупора возникали карманы глинистых метасоматитов (рис. 40 и 41), осложняющие подошву площадных залежей (Разумова, Херасков, 1963 а). Таким образом, конфигурация подошвы залежи глинистых метасоматитов целиком определяется характером трещиноватости исходных пород.

Наиболее хорошо переработанными растворами оказываются сильно раздробленные участки трещиноватой зоны, а слабо трещиноватые и монолитные блоки остаются не переработанными или изменяются в зальбандах трещин на глубину в несколько миллиметров, как, например, в районе пос. Джунусата, расположенном на северо-восточном склоне Большого Каратау, в зоне Талас-Ферганского разлома. Очевидно, зона дезинтеграции (или глыбового элювия) древних кор выветривания представляют собой не начальные продукты выщелачивания, или физической дезинтеграции, как это считалось до сих пор, а участки трещиноватой зоны, измененные лишь вдоль микротрещин и утратившие в связи с этим прочность. Этот вывод подтверждается тем, что зона дезинтеграции имеет, как правило, переменную мощность даже в пределах одного месторождения и местами полностью выпадает из разреза, т.е. не является постоянной зоной профиля коры выветривания. Приуроченность площадных залежей глинистых метасоматитов приразломных зон к зоне поверхностной трещиноватости в значительной степени и предопределило отнесение площадных кор выветривания к поверхностным элювиальным образованиям.

Мощность зоны поверхностной трещиноватости (наследующей магматическую и тектоническую трещиноватость горных пород) достигает 30–60 м и редко опускается до 80 м. Примерно такую же мощность имеют и приразломные залежи глинистых метасоматитов площадного типа.

Таким образом, формирование площадных залежей глинистых метасоматитов зон разломов на границе платформенного фундамента и осадочного чехла кроме тектонических причин объясняется, вероятно, и тем, что поверхность фундамента до отложения чехла находилась в субаэральных условиях и была "подготовлена" для воздействия растворов: тектонические трещины в результате ослабления гидростатического давления при выходе пород на дневную поверхность были расширены, что способствовало циркуляции подземных и гидротермальных вод. Кроме того, поверхность древнего пенеплена как граница раздела двух структурных этажей является зоной повышенной проницаемости для растворов и газов, а осадочный чехол играет роль экрана.

Поскольку все теоретические представления о древних корях выветривания были разработаны на никеленосных корях гипербазитовых массивов Среднего и Южного Урала, остановимся кратко на их характеристике.

ПРИРАЗЛОМНЫЕ ЗАЛЕЖИ ГЛИНИСТЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ПЛОЩАДНОГО И ТРЕЩИННОГО ТИПА НА ПРИМЕРЕ НИКЕЛЕНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ УРАЛА

При изучении никеленосных кор выветривания Среднего и Южного Урала Д.Г. Ульяновым еще в 1937 г. было выделено три генетических типа залежей: коры площадного типа зон мелкой трещиноватости, образованные преимущественно глинистыми продуктами метасоматического выщелачивания (покровный, или халиловский тип); коры трещинного типа – продукты выщелачивания зоны тектонического дробления с преобладающим развитием продуктов цементации (трещинный, или аккермановский тип) и как подтип – продукты выщелачивания и цементации тектонического контакта серпентинитов с известняками (контактный, или среднеуральский подтип). Классификация никеленосных кор выветривания Урала, разработанная Д.Г. Ульяновым, в дальнейшем была положена в основу предложенного И.И. Гинзбургом (Гинзбург, Савельев, 1939; Древняя..., 1946–1947; Гинзбург, 1957) деления древних кор выветривания на площадной и линейный типы.

Коры площадного типа на Южном Урале широко развиты на Кемпирсайском гипербазитовом массиве. Сложены они глинистыми и окристыми продуктами метасоматического выщелачивания серпентинитов и сопряженных с ними пород: габброидов, амфиболитов и габбро-диабазов. Продукты цементации (химического осаждения) на этих месторождениях играют резко подчиненную роль. Мощность залежей достигает 20–30 м. Площадные залежи, как было установлено Н.П. Херасковым, связаны с системой пологопадающих трещин, совпадающих с направлением магматической полосчатости гипербазитов. Поэтому окристые и глинистые продукты метасоматического выщелачивания залегают на серпентинитах в виде то сильно, то слабо наклоненных пластообразных тел зубчато или ступенчато оканчивающихся на глубине, а у поверхности сливающихся в более или менее сплошную плащеобразную залежь (см. рис. 40). Площадные залежи часто осложнены глубокими карманами, связанными с зонами повышенной трещиноватости и зонами развалцевания. Наиболее крупные карманы приурочены к сорванным контактам массива (приконтактные карманы, см. рис. 40), а более мелкие – к дайкам габбро-диабазов (см. рис. 41) и местам их сгущения.

Глинистые продукты метасоматического выщелачивания развиты на всех породах: габбро-амфиболитах, габброидах, такситах, серпентинитах и габбро-диабазлах (Разумова, 1970а).

В подошве массива карманы глинистых метасоматитов связаны с такситами и вытянутыми параллельно контакту отторженцами габброидов, а в кровле

тяготеют к приконтактной зоне, обогащенной дайковидными ксенолитами габброидов, хлоритовых пород, и провесами кровли (Херасков, 1967а). По мере удаления от контакта мощность глинистых метасоматитов уменьшается, строение профиля упрощается и залежи принимают плащеобразный характер (см. рис. 40).

Для площадных залежей характерна вертикальная и горизонтальная метасоматическая зональность с вогнутыми, но пологими в отношении земной поверхности зонами выщелачивания и цементации (см. рис. 1). Такого типа зональность на гидротермальных полях Камчатки вулканологи называют "зональностью типа чехлов" (Власов, 1971).

Для площадных залежей Кемпирсайского массива характерен описанный выше нонтронитовый профиль следующего строения:

Серпенти-	Обеленные керолитизиро-	Нонтрониты и нонтро-	Красные
ниты	ванные серпентиниты	нитизированные серпен-	полосча-
	(вверху пятнисто опали-	тиниты	тые охры
	зованные, в подошве с		
	жилами и гнездами маг-		
	незита)		

В приконтактных карманах разрез усложняется и часто представлен полосчатым чередованием глинистых и охристых продуктов метасоматического выщелачивания пород различного состава (гипербазитов, такситов, габброидов и т.д.) или выражен нонтронитизированными серпентинитами с дайковидными ксенолитами монтмориллонитизированных габброидов и разложенных до глины хлоритовых пород. Приконтактные карманы отличаются и повышенной обогаченностью пород, что связано, по-видимому, с присутствием в исходных породах (гипербазитах приконтактной зоны) несерпентинизированных зерен оливина.

Приконтактные карманы часто осложнены мелкопрожилковым силикатно-никелевым оруденением (прожилки гарниерита и непугита). Эти карманы собственно и представляют собой силикатно-никелевые месторождения.

Залежи глинистых метасоматитов секутся пострудными разломами. С пострудными подвижками связаны линейно-вытянутые по разлому линзовидно развальцованные тела сепиолита (до 2 м мощности), зоны интенсивного окварцевания с друзами горного хрусталя и залежи бурых окремнелых и доломитизированных серпентинитов. На ряде месторождений (Кемпирсай Бугор, Бурановское и Батамшинское) бурыми окремнелыми серпентинитами сложены выступающие в рельефе крупные линзовидные тела — кремнистые шапки, или, как их здесь называют, бугры, которые в краях постепенно сменяются окремнелыми нонтронитизированными серпентинитами — оливково-зелеными восковидными глинами, переполненными фиштакково-зелеными кремнистыми стяжениями конкреционного типа.

Окремнение местами накладывается и на магнезитоносные серпентиниты, слагающие "корни" коры выветривания, и захватывает подошву осадочной третичной толщи, врезанной в глинистые метасоматиты приконтактного кармана. В результате в подошве среднеолигоценовых песков, залегающих в основании третичных отложений Батамшинской депрессии, присутствуют мелкие и огромного размера гнезда доломитизированных и окремнелых серпентинитов и нонтронитов, а перекрывающие их пески среднего олигоцена содержат каравай (рис. 42) и огромные глыбы (размером до 2—3 м в диаметре) аутигенных кремнистых и известковистых песчаников, опализированные обломки древесины и псевдоморфозы гарниерита по растительным остаткам (Разумова, 1970а).

К пострудным подвижкам приурочена и деформация включенных в нонтронитизированные серпентиниты монтмориллонитизированных даек габбро-диабаз (см. рис. 29), смещение и дробление прожилков опала и часто наблюдаемые в охристо-глинистых продуктах зеркала скольжения с характерной неровной, но хорошо отполированной поверхностью.

Рис. 42. Горизонт окремнения в основании осадочной третичной толщи Батамшинской депрессии, врезанной в приконтактный карман древней коры выветривания восточного контакта Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала

1 - бурые суглинки (четвертичные); 2 - аральская свита (нижний средний миоцен): глины монтмориллонитовые с галькой железистых бобовин и марганцевыми оолитами, 3 - акжарская свита (верхний олигоцен): глины пестроцветные, голубовато-серые; 4 - наурзумская свита (верхний олигоцен): разрыхленный песчаный бобовый железняк с глинистыми прожилками инфильтрационно-метасоматического происхождения; 5 - батамшинская свита (средний олигоцен): глины монтмориллонитовые, ниже мергелистые с волнообразными прослоями болотного мергеля. В основании глинистые пески с линзами переотложенных нонтронитов и глыбами аутигенных известковистых и кремнистых песчаников, до 2-3 м в диаметре; 6 - кора выветривания (верхний триас - юра): нонтрониты, переполненные кремнистыми глыбами и стяжениями. В подошве бурые выщелоченные и нонтронитизированные серпентиниты дунитового типа

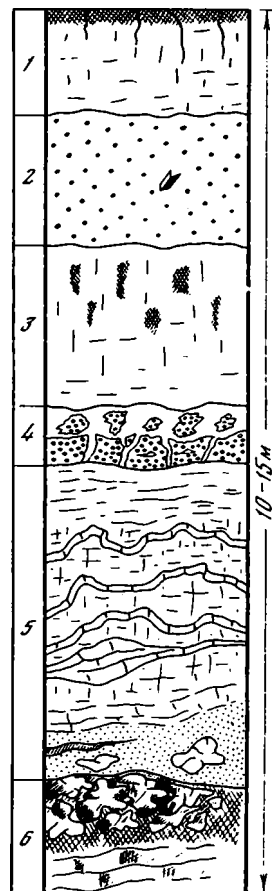
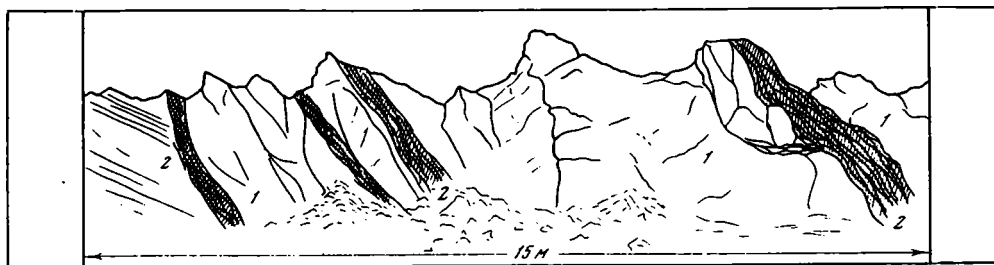


Рис. 43. Деформация пород в подошве Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала

1 - монтмориллонитизированные габброиды; 2 - нонтрониты по развальцованным серпентинитам



На площадях развития глинистых метасоматитов тектонические нарушения в большинстве случаев очень плохо видны из-за разрыхления пород, но проявляются в блоково-ступенчатом строении днищ карьеров, в островном характере выходов скальных пород среди сплошного поля глинистых метасоматитов или улавливаются по линейно-вытянутым зонам повышенной минерализации и, наконец, по приуроченности залежей к сорванным контактам массива. Но в стенках карьеров деформация пород иногда хорошо видна (рис. 43).

А.Н. Алешков (1941а), проводивший в этом районе геологическую съемку, подчеркивает приуроченность трещиноватых зон в серпентинитах Кемпирсайского массива к разломам меридионального направления альпийского возраста (см. рис. 19).

Коры трещинного типа (линейно-трещинные и контактово-карстовые) отличаются от площадных более ясной приуроченностью к разломам и контактам, вертикальной формой залегания и более широким развитием минеральных новообразований жильного этапа окристо-кремнистого, железистого, карбонатного, силикатно-никелевого и магнезиально-силикатного состава.

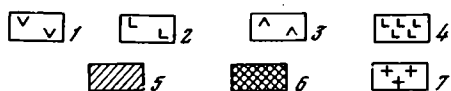
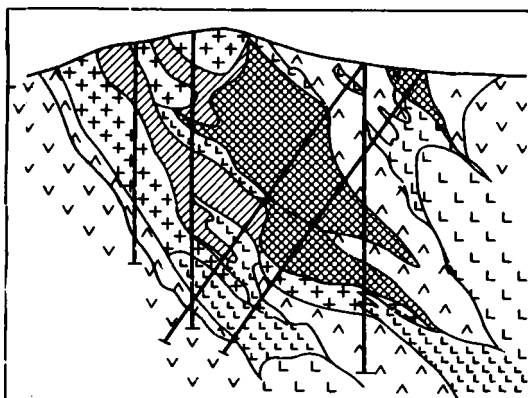
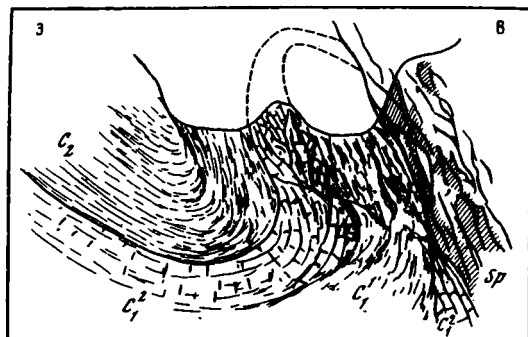


Рис. 44. Разрез никеленой контактово-карстовой коры выветривания Ново-Айдырлинского месторождения Южного Урала (по Н.П. Хераскову)

C_2 — черные глинистые сланцы среднего карбона, переходящие в тектоническую брекчию; C_1^2 — известняки нижнего карбона; C_1^1 — разложенные до глины тектонические брекчии пород угленосной свиты нижнего карбона; S_p — рассланцованные серпентиниты

Рис. 45. Разрез никеленой коры выветривания инфильтрационно-трещинного типа Аккермановского серпентинитового массива Южного Урала. По Н.П. Хераскову и Г.С. Грицаенко (Разумова, Херасков, 1963) Серпентиниты: 1 — перидотитовые, 2 — дунитовые, 3 — выщелоченные перидотитовые, 4 — выщелоченные дунитовые; 5 — сильно выщелоченные разрыхленные, 6 — сетчато-минерализованные, 7 — охристо-кремнистые

Среди месторождений трещинного типа различаются залежи, представленные глубокими карманами, сложенными глинистыми продуктами метасоматического выщелачивания (глинистые коры), и залежи с преобладающим развитием продуктов цементации (инфильтрационные коры). На гипербазитовых массивах Урала трещинные коры связаны с крутопадающими надвигами, расположенными во внутренних или в краевых частях серпентинитовых массивов. В одних случаях это разложенные до глины и более или менее сильно вторично минерализованные брекчии развалцевания (месторождения Уфалейского района и Ново-Айдырлинское месторождение, рис. 44), в других — брекчии дробления — брекчированные, слабо керолитизированные серпентиниты, сцементированные кварцем, кальцитом, доломитом, никелевым сепиолитом, гарниеритом и т.д. (Аккермановское месторождение; Месторождения..., 1937; рис. 45).

Степень раздробленности пород зоны надвига колеблется в широких пределах: брекчии с хорошо развитым цементом чередуются с грубообломочными брекчиями, среди которых встречаются как брекчии смешанного состава, так и тектонические пакеты мало раздробленных пород.

Состав тектонических брекчий контролируется составом пород, подходящих к зоне надвига. Там, где к зоне разлома подходят известняки (коры выветривания контактово-карстового типа), последние вследствие большей устойчивости к деформации распадаются на отдельные, смещенные один относительно другого блоки. В тех случаях, когда разложенные до глины тектонические брекчии ложатся на разбитые на блоки известняки, их, как правило, принимают за карстовые отложения.

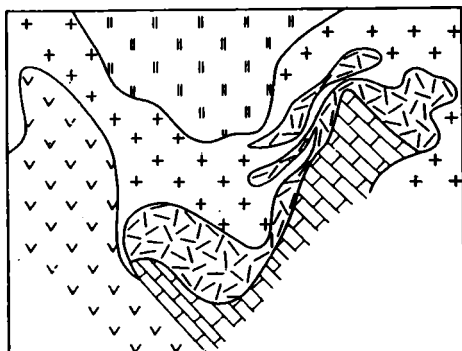
Тектоническая природа таких карстовых отложений впервые была установлена Н.П. Херасковым на Ново-Айдырлинском месторождении (Разумова, 1945). До этого они и здесь относились к карстовым отложениям (Гинзбург, 1945).

Опубликованные в ряде работ геологические профили по Среднеуральским никеленосным корам выветривания показывают, что и здесь широко развиты разложенные до глины тектонические брекчии (см. рис. 35), хотя сами авторы принимают их за карстовые отложения (Древняя..., 1946-1947; Бородин, 1963; Григорьева, Шешукова, 1969; Бородин, Витовская, 1970; Глазковский и др., 1974; и др.).

Блоки известняков и мраморов, контактирующие с разложенными до глины тектоническими брекчиями (рис. 46; см. рис. 3 и 44), часто доломитизированы и замещены силикатами магния (Сердюченко, 1952; Бородин, 1963, 1969; и др.). Зона тектонических брекчий Ново-Айдырлишского месторождения (см. рис. 44) являлась одновременно проводником более высокотемпературных гидротермальных растворов, источником которых были расположенные вблизи надвига гранитные массивы; поэтому серпентиниты вдоль тектонического шва представлены антигоритовыми разностями, сильно хлоритизированы и оталькованы, в отдельных случаях пиритизированы. Поскольку гидротермы, по Н.П. Хераскову, проникали в зону разлома в процессе движения и формирования надвига, то хлоритизированные и оталькованные серпен-

Рис. 46. Разрез одного из месторождений никеленосной коры выветривания контактово-карстового типа Уфалейского района (Григорьева, Шешукова, 1969)

1 — глины, суглинки; 2 — окремненные серпентиниты; 3 — карстовые алевриты; 4 — мраморизованные известняки; 5 — серпентиниты



тиниты оказались вовлеченными в зону надвига и вошли в состав тектонических брекчий.

Глинистые продукты метасоматического выщелачивания в трещинных корях, как и в площадных, представлены охристыми и глинистыми образованиями с реликтовой структурой исходных пород или целиком сложены бурими бесструктурными окрами второй фазы выщелачивания (охристый профиль наложенного типа), вмещающими тела бурых кремнистых пород и бурых железняков (Черемшанское и другие месторождения).

Приведенная краткая характеристика древних никеленосных кор выветривания Урала хорошо подтверждает четкую приуроченность месторождений древних кор выветривания к разломам и сопряженным с ними зонам мелкой трещиноватости.

ПРИУРОЧЕННОСТЬ К ПОВЕРХНОСТЯМ ДРЕВНИХ ПЕНЕПЛЕНОВ

Первоначально считалось, что древние зонально построенные коры выветривания большой мощности образуются элювиальным путем на выровненных поверхностях древних пенепленов при длительном тектоническом покое, в условиях влажного и переменного-влажного тропического и субтропического климата (Древняя..., 1946 - 1947; Разумова, 1956; Гинзбург, 1957; Петров, 1958, 1967; Страхов, 1960; Поверхности выравнивания..., 1974; и др.). Однако в дальнейшем эти первоначальные представления не подтвердились. В.Н.Разумова и Н.П.Херасков (1963) показали, что в условиях пенеплена в связи с высоким стоянием уровня грунтовых вод коры выветривания большой мощности образоваться не могут, так как мощность зоны выветривания определяется глубиной залегания уровня грунтовых вод. В случае высокого стояния этого уровня даже в ус-

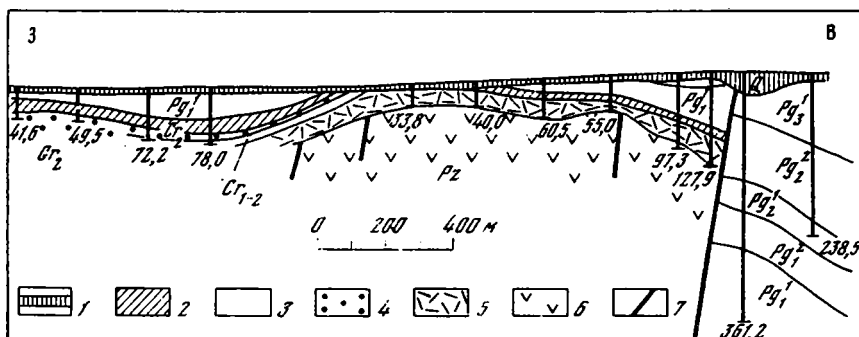


Рис. 47. Разрез через мел-палеогеновую депрессию в районе пос. Сама в Северном Зауралье, по Краевой (см. Соболевская, 1973)

1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники и алевролиты; 3 – алевролиты и песка с лигнитом; 4 – железистые песчаники и оолитовые железные руды; 5 – кора выветривания; 6 – порфириды девона; 7 – тектонические нарушения

ловиях интенсивного выветривания и слабого размыва элювиальный горизонт большой мощности образоваться не может. Мощные зонально построенные коры в отличие от обычных почвенно-элювиальных горизонтов развиваются не повсеместно, а строго приурочены к пенепленизированному складчатому платформенному фундаменту и перекрываются породами осадочного платформенного чехла.

Приуроченность древних кор выветривания к пенепленизированной поверхности складчатого платформенного основания объяснялась В.Н.Разумовой и Н.П.Херасковым особенностями тектонических условий ранних стадий развития платформ. С ранним катаплатформенным орогенным этапом связано дробление платформенного фундамента с образованием блоковых структур (Херасков, 1967б). С позиций элювиальной теории представлялось наиболее вероятным, что приподнятые блоки, выраженные в рельефе приподнятыми плато, и являлись наиболее благоприятной тектонической формой для развития и сохранения мощных элювиальных покровов.

Согласно этим представлениям, приподнятые плато, испытывавшие медленный подъем, обеспечивали глубокий дренаж грунтовых вод и слабый размыв рыхлого элювиального покрова. Медленные же воздымания благоприятствовали раскрытию старых и возникновению новых трещин и проникновению атмосферных осадков на большую глубину (Разумова, Херасков, 1963; Херасков, 1967а). Однако с позиций элювиальной теории оставалось не ясным: 1) почему древние коры выветривания приурочены не только к приподнятым пенепленизированным плато платформенного основания, но широко развиты и в отрицательных тектонических структурах – грабенах и тектонических депрессиях (рис.47); 2) почему в их распространении решающее значение имеет тектонический, а не климатический фактор (приуроченность к цокольному основанию древних и молодых платформ, тесная связь с разломами, приуроченность эпох корообразования к орогенным этапам развития платформенных областей и т.д.; 3) почему мощные зонально построенные коры, идентичные по составу и строению древним корам, не образуются на поверхностях размыва внутри осадочного платформенного чехла, несмотря на существование здесь длительных континентальных перерывов и благоприятных для выветривания климатических условий.

В осадочном чехле коры выветривания, аналогичные древним корам платформенного фундамента, развиваются только на вулканических породах (коры выветривания девонских базальтов с.Нижней Мамон Воронежской антеклизы; Никитина, 1968) или образуют связанные с разломами секущие залежи – “каолиновые столбы” и пластовые залежи (см. ниже), а не элювиальные покровы. Кроме того, древние коры в некоторых регионах срезаются поверхностью древнего пенеплена (как, например, в Прибайкалье; Домбровская, 1973). Следо-

вательно, они образовались здесь раньше этой денудационной поверхности и связаны с поверхностью пенеплена пространственно, а не генетически.

Коры выветривания, возникшие после нивелировки складчатого фундамента платформ, также приурочены к поверхностям древних пенепленов, но в отличие от первых обнаруживают связь с платформенными структурами: молодыми разломами, ориентированными иначе, чем древние (Алешков, 1941а; Архангельский, 1962), возрожденными и длительно живущими разломами древнего заложения, тектоническими депрессиями и грабенами (см. рис. 47). В этом случае метасоматическим выщелачиванием нередко бывают захвачены и прилегающие к прибортовым разломам осадочные породы, выполняющие тектонические депрессии. Примером может служить кора выветривания юрских угленосных отложений Орской депрессии (Черняховский, 1963а), Ангрэнского грабена (Н.П.Петров, 1964; Семашева, 1959) и юрских депрессий Казахского щита (Кушев, 1954; Никифорова, 1960).

Таким образом, и по отношению к поверхности древних пенепленов древние коры выветривания ведут себя отлично от почвенно-элювиальных горизонтов. В альпийской складчатой зоне Малого Кавказа на Черноморском побережье Аджарии батумская кора выветривания также развита не на поверхности древнего пенеплена, а обнажается во врезях, расположенных ниже развитых здесь денудационных поверхностей (Черняховский, 1968а), и генетически тесно связана с эоценовым вулканическим комплексом (Разумова, 1971а,б). Наконец, на вулканических островах Тихого океана и на Либерийском щите латеритные коры выветривания, ассоциирующие с молодыми лавовыми покровами, также не связаны с поверхностью древнего пенеплена. Следовательно, приуроченность к древним пенепленам, считавшаяся до сих пор необходимой предпосылкой для формирования и сохранения древних кор выветривания, также не всегда выдерживается и последние встречаются не только на платформах, но и в геосинклинальных областях, не прошедших завершающей стадии пенепленизации (Разумова, Херасков, 1963а), притом в обоих случаях в весьма разнообразных геоморфологических условиях.

Приведенные данные, а также тесная генетическая связь древних кор выветривания с разломами (см. табл. 7) и оперяющими их зонами повышенной трещиноватости позволяют считать, что приуроченность древних кор к поверхностям древних пенепленов объясняется не их генетической связью с древней денудационной поверхностью как геоморфологической формой, благоприятной для развития и сохранения рыхлого элювиального покрова, а тем, что срезанный поверхность древнего пенеплена складчатый фундамент молодых и древних платформ сложен наиболее хрупкими для деформации магматическими и метаморфическими породами и потому в эпохи орогенеза наиболее проницаем для глубинных растворов и газов. Известно, что консолидированный фундамент молодых и древних платформ по своей природе складчатый, геосинклинального типа, в той или иной степени метаморфизованный, гранитизированный и пронизанный интрузиями основных и ультраосновных пород — на завершающей стадии геосинклинального процесса был сnivelирован под один уровень и превращен в пенеплен. Имеет значение и то, что в условиях пенеплена длительное время существуют стабильные гидродинамические условия, и относительная неподнятость пенепленизированного фундамента обеспечивает существование мощной зоны взаимодействия грунтовых вод с глубинными растворами и газетермами. Известно, что гидродинамические этажи на протяжении геологической истории изменяют свое положение, мощность и термодинамические условия, что определяется разными причинами, но в первую очередь направлением и величиной тектонических движений. В периоды поднятий гидродинамические этажи перемещаются вниз по геологическому разрезу, причем мощность верхнего этажа (зоны свободного и затрудненного водообмена) увеличивается, а нижнего (зоны весьма затрудненного водообмена) уменьшается. Тектонические подвижки и развивающаяся при этом трещиноватость способствуют вскрытию недр и активной глубокой циркуляции подземных вод. В периоды опускания происходит обратное перемещение гидродинамических этажей и уменьшение

мощности верхнего этажа при увеличении нижнего – зоны весьма затрудненного водообмена (Зайцев, 1967; и др.). Поэтому в орогенные этапы при воздымании и дроблении консолидированных массивов платформенного фундамента вдоль раствороподводящих разломов в результате смешения эндогенных растворов с кислородсодержащими вадозными водами в окислительных условиях формировались приразломные залежи глинистых метасоматитов – древние коры выветривания. В периоды опускания (платформенный этап) в наиболее погруженных участках платформенного фундамента в связи с внедрением застойных высокоминерализованных вод восстановительного характера осуществлялась эпигенетическая переработка ранее возникших приразломных залежей глинистых метасоматитов: шамозитизация, карбонатизация и сульфидизация (эпигенетически измененные коры).

Эпигенетические преобразования данного типа приурочены к начальному этапу погружения платформенного фундамента – периоду, предшествующему морской трансгрессии. Особенно большой интенсивности эти процессы достигают в залежах глинистых метасоматитов Малкинского серпентинитового массива на Северном Кавказе, в Заморийской депрессии Северного Урала и в Прибайкалье. Наконец, поверхность древнего пенеплена, как граница раздела двух структурных этажей, является зоной повышенной проницаемости, а осадочный платформенный чехол выполняет роль экрана, что в свою очередь способствует локализации процессов метасоматического выщелачивания и цементации у границы с платформенным фундаментом – поставщиком глубинных растворов и газов, активизирующих подземные воды.

Таким образом, и приуроченность древних кор выветривания к поверхностям древних пенепленов также определяется отнюдь не элювиальным их происхождением. Поэтому поисковыми признаками для древних кор выветривания – глинистых метасоматитов зон разложения (трещинные коры) и ареалов их воздействия (площадные коры) – являются не пенепленизированные поверхности складчатого фундамента (древние пенеплены), а осложняющие эти поверхности зоны повышенной деформации (Херасков, 1958). Геологи-рудники называют такие зоны зонами тектонической и тектоно-магматической активизации (Закономерности размещения..., 1975).

Возраст глинистых метасоматитов зон разломов – древних кор выветривания – определяется возрастом базальных горизонтов осадочного платформенного чехла и соответственно изменяется при переходе от одного крупного тектонического элемента к другому. Так, например, на Русской платформе возраст древних кор выветривания довендский, додевонский или домезокайнозойский, а на Скифской и Урало-Сибирской эпигершинских платформах – дорэт-лейасовый или мел-палеогеновый и т.д. Более точно определить возраст древних кор выветривания очень трудно, так как осадочный чехол часто отделен от платформенного фундамента (особенно на древних платформах с палеозойским и мезо-кайнозойским осадочным чехлом) очень большим возрастным интервалом.

ЭПОХИ КООРДОБРАЗОВАНИЯ

Считается, что эпохи коордобразования, приводящие к формированию древних кор выветривания – глинистых метасоматитов приразломных зон платформенного фундамента – отвечают эпохам сочетания благоприятных климатических, геоморфологических и тектонических условий (Страхов, 1960; Гинзбург, 1963б; Разумова, Херасков, 1963а; Петров, 1967; Сапожников, 1968; Казаринов, 1969; Никитин и др., 1969; и др.). Но с позиций гидротермально-вадозной теории это уже не климатические эпохи, а тектонические планетарного масштаба – эпохи воздымания и коробления фундамента платформ, сопровождающиеся образованием расколов, благоприятствующих проникновению эндогенных эманаций в приповерхностные, обводненные горизонты земной коры.

По терминологии Н.П. Хераскова (1967б), это орогенные этапы развития платформенных (и геосинклинальных) областей. Для подтверждения данного

Рис. 48. Кушмурунский центральный грабен и сопровождающие его разломы, по Ананьеву и др. (см. Соболевская, 1973)

1 - депрессии, выполненные юрскими образованиями; 2 - тафросинклиналь, выполненная предчехольными отложениями туринской серии (Р-Т); 3 - разломы установленные (а) и предполагаемые (б)

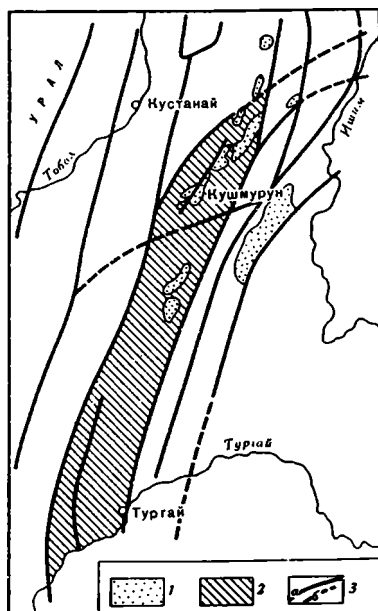
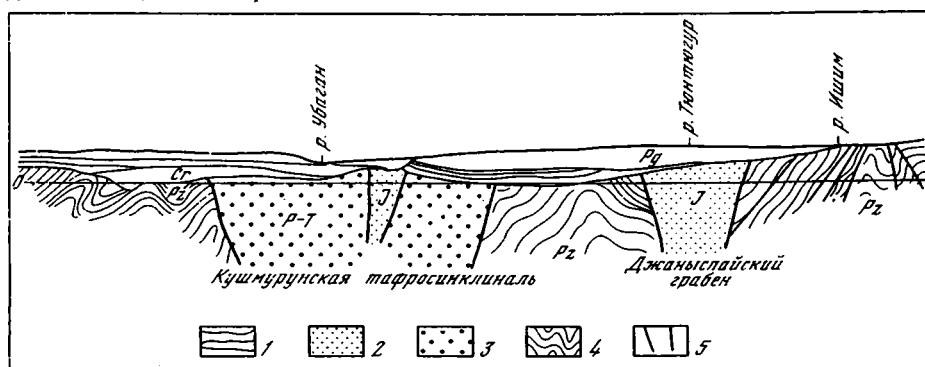


Рис. 49. Профиль по линии Убаган - Ишим через Кушмурунскую тафросинклиналь (Соболевская, 1973)

1 - отложения верхнего структурного этажа (чехол, I_3 -Сг-Тг-Q); 2 - верхняя осадочная серия (Т-I); 3 - нижняя эффузивно-осадочная серия (Р-Т); 4 - складчатые палеозойские отложения нижнего структурного этажа (фундамента); 5 - разломы



вывода разберем эпохи корообразования на примере Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, включающей Уральское поднятие, Западно-Сибирскую плиту, Казахский щит, Туранскую плиту и платформенный ороген Средней Азии. Основная эпоха корообразования здесь падает на начальный катаплатформенный этап (формирование нижнемезозойских кор выветривания), на период воздымания и дробления палеозойского платформенного основания с образованием грабенов - широких тафросинклиналей пермо-триасового возраста и узких грабенов, выполненных триас-юрскими угленосными отложениями (рис. 48 и 49), т.е. на эпоху растяжения, а, следовательно, и эпоху повышенной проницаемости земной коры.

Таким образом, колебания интенсивности разломно-блоковых движений во времени под влиянием общепланетарных причин нашли свое отражение в известной периодичности проявления процессов гидротермально-вадозного выщелачивания и возникновении в геологической истории Земли региональных эпох корообразования, приходящихся на начальный орогенный (катаплатформенный) этап развития платформенных структур.

Однако формирование глинистых метасоматитов зон разломов - древних кор выветривания складчатого основания платформ - не ограничивается начальным катаплатформенным этапом. На щитах и некоторых платформенных поднятиях другого типа (как, например, Уральское), представляющих собой структуры, сохранившие тенденцию к воздыманию и в платформенную стадию развития региона (в период формирования синеклиз), движения по разломам возобновлялись неоднократно. Поэтому ранее возникшие залежи глинистых метасоматитов,

Таблица 13

Тектонические этапы развития Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и связанные с ними древние коры выветривания

Этап развития	Тектоническая характеристика	Древние коры выветривания
Эпиplatformенный орогенный (N ₂ -Q)	Глыбовое горообразование, затухающее при удалении от альпийской складчатой зоны	Интенсивный размыв древних кор выветривания. Реликты, иногда хорошей сохранности, на водоразделах с сохранившейся поверхностью древнего пенеплена
Платформенный (от низов мела до миоцена включительно)	Общее погружение платформенного фундамента, сопровождающееся накоплением осадочного платформенного чехла. На фоне погружающихся синеклиз платформенные поднятия сохраняют тенденцию к воздыманию	Новообразованные каолиновые мел-палеогеновые коры выветривания по породам палеозоя и осадочного чехла Уральского платформенного поднятия и западной части Казахского щита. Вторично выщелоченные и минерализованные нижнемезозойские коры обновленных разломов (преобразованные коры выветривания)
Катаплатформенный орогенный (перм-триас - юра)	Воздымание и раскалывание консолидированного фундамента, сопровождающееся образованием грабенов	Нижнемезозойские красноцветные монтмориллонит-каолиновые и охристо-нонтронитовые коры по породам палеозоя Уральского платформенного поднятия и западной части Казахского щита. Красноцветные многоярусные монтмориллонит-каолиновые коры вулканитов туринской (P-T) серии Кушмурунского грабена
	Поверхность древнего пенеплена	
Эпигеосинклинальный орогенный	Горообразование и пенепленизация при высоком стоянии орогена (складчатой области). Формирование складчатого фундамента платформ	

Связанные с длительно живущими разломами (нижнемезозойские коры), в связи с возобновлением подвижек по разломам подвергались повторной (нередко многократной) переработке (преобразованные коры). Вдоль вновь возникших разломов развивались новые залежи, но уже более простого строения (мел-палеогеновые коры) по сравнению с залежами катаплатформенного этапа (табл. 13). Вероятно, роль и состав гидротермальных растворов в формировании сложных нижнемезозойских (красноцветных монтмориллонит-каолиновых) и более простых мел-палеогеновых (обеленных каолиновых) кор был различен. Следовательно, формирование залежей глинистых метасоматитов зон разломов (древних кор выветривания) представляет собой длительный и притом многократно возобновляющийся процесс.

На древних платформах основная эпоха корообразования отвечает, по-видимому, периоду заложения авлакогенов (Чайкин, 1964). Древние коры выветривания – глинистые метасоматиты зон разломов, по данным Е.В.Павловского (Pavlovsky, 1974), – развивались и на начальной стадии формирования первичного базитового фундамента нуклеарной стадии.

В геосинклинальных областях древние коры, идентичные древним корам выветривания платформенного основания, известны на пенепленизированных геосинклинальных поднятиях древних островных дуг. Примером могут служить никеленосные коры выветривания о. Кубы (см. рис. 57), приуроченные к гипербазитовым массивам шовной геосинклинальной зоны эв- и миеосинклинали, а также месторождения первичных каолинов, связанные с породами метаморфического комплекса складчатого фундамента (Финько и др., 1973).

Присутствие однотипных приразломных кор выветривания гидротермально-вадозного происхождения в платформенных и геосинклинальных областях свидетельствует о том, что близкие гидродинамические условия возникали в эпохи тектонической активности как на платформах, так и на геосинклинальных поднятиях геосинклинальных областей.

Таким образом, эпохи корообразования, с которыми связано возникновение древних кор выветривания, соответствуют не фазам установления благоприятной климатической обстановки и выравнивания рельефа, а орогенным этапам тектонического развития платформ и складчатых областей – эпохам активизации гидротермальной деятельности и гидродинамики подземных вод.

РЕГИОНАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

До сих пор считается, что широкое региональное распространение древних кор выветривания обусловлено их элювиальным происхождением. В настоящее время эти образования имеют не сплошное региональное, а локально площадное распространение (рис. 50). Только при изучении отдельных участков и месторождений создается впечатление, что древние коры имеют сплошное развитие; при рассмотрении же крупных регионов достаточно точно устанавливается локализация площадей их распространения в отдельных тектонических структурах, интрузивных контактах, вулканических комплексах и т.д.

Суждение о том, что древние коры выветривания некогда перекрывали сплошным покровом всю пенепленизированную поверхность платформенного основания, но позднее были размыты и сохранились лишь в карманах и тектонических депрессиях, основано исключительно на представлении об их элювиальном происхождении; других данных, подтверждающих эту гипотезу, нет.

Во многих случаях существование самих пенепленов, особенно их реликтов, находящихся на разных уровнях, доказывается наличием кор, хотя совершенно не установлено, что все эти древние коры выветривания были первоначально развиты на едином пенеплене и слагали сплошной чехол.

Для подтверждения повсеместного распространения древних кор выветривания часто приводят геологические карты. Однако последние в большинстве случаев бесструктурны и потому не позволяют судить о закономерностях пространственного размещения древних кор. Это обусловлено тем, что при составлении мелкомасштабных карт допускается ряд неточностей и не учитываются геологические данные: не принимается во внимание структура палеозойского или протерозойского фундамента, на поверхность которого наносятся площади распространения древних кор выветривания – не наносятся даже установленные разломы (хотя хорошо известно, что древние коры выветривания тяготеют к разломам); обнажения и скважины с корой выветривания, расположенные на очень большом расстоянии друг от друга (иногда на десятки километров), нередко объединяются в один контур без достаточного для этого основания; в комплекс пород древней коры выветривания часто включаются дресвянистые продукты, не имеющие к ним прямого отношения, – разрыхленные породы подошвы осадочных толщ (Прочухин, 1965) или дресвяники элювиального происхождения (Черняховский, 1968а), развивающиеся на выходах скальных по-

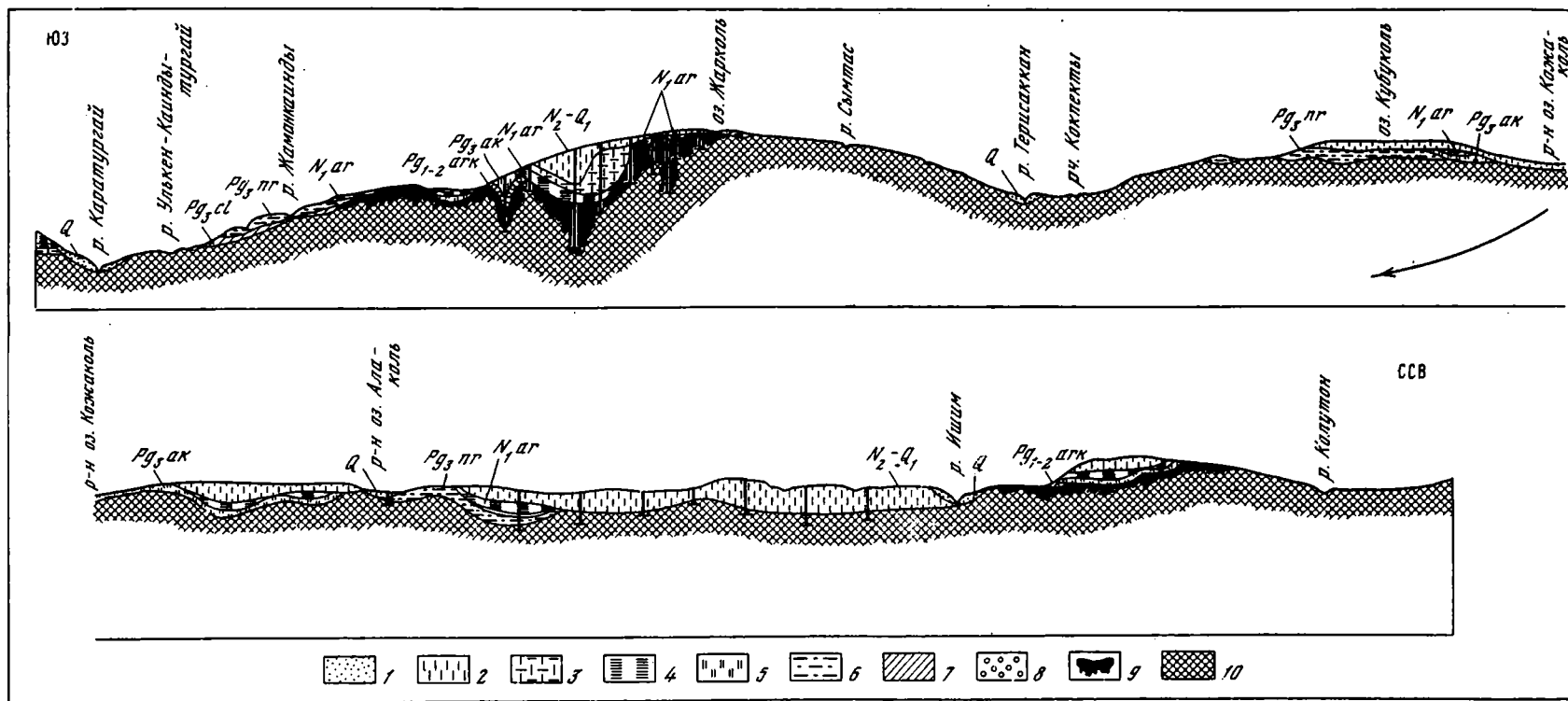


Рис. 50. Локальное распространение древней коры выветривания на Казахском щите (Разумова, 1961)

1 - четвертичные отложения (Q); 2 - нерасчлененные плиоценовые и нижнечетвертичные отложения ($N_2 - Q_1$); 3 - нерасчлененные миоцен-плиоценовые отложения (N_{1-2}); 4 - аральская свита ($N_1 ar$); 5 - акжарская свита ($Pg_3 ak$); 6 - наурзумская свита ($Pg_3 nr$); 7 - чиликтинская свита ($Pg_3 cl$); 8 - аркальская свита ($Pg_{1-2} ark$); 9 - кора выветривания на породах палеозоя ($T_3 - I_1$); 10 - палеозой

род зернистого сложения в современных ландшафтно-климатических условиях умеренного пояса, притом только на том основании, что породы разрыхлены и вниз по разрезу переходят в плотные, неизменные. В результате получаются бесструктурные карты, на которых древние коры выветривания занимают практически почти всю поверхность древнего пенеплена, что безусловно неверно.

Появление таких бесструктурных карт связано с представлением об элювиальном происхождении древних кор выветривания. Поскольку элювий развивался повсеместно, то строение фундамента при составлении таких карт не учитывалось, хотя сильная раздробленность складчатого платформенного основания как древних, так и молодых платформ в настоящее время достаточно хорошо установлена, а локализация древних кор выветривания в зонах разломов отмечается большинством исследователей (см. табл. 7).

Анализ геологических данных показывает, что древние коры выветривания действительно имеют региональное распространение, но только регионально-локальное, а не повсеместное. Они приобретают большое региональное распространение там, где развита вертикальная миграция подвижных компонентов из глубоких недр Земли и происходит интенсивная разгрузка гидродинамических систем. К таким зонам высокой проницаемости относятся зоны надвиго-моноклинального строения древних платформ (Новикова, 1971, 1973), зоны глубоких разломов (Пейве, 1956) и рифтов, разломы глубокого заложения, трассированные гипербазитовыми массивами, грабены, зоны сочленения крупных тектонических структур и другие крупные линейные элементы земной коры.

Остановимся на некоторых примерах, подтверждающих связь областей регионального распространения древних кор выветривания с такими тектоническими структурами.

На Русской платформе к структурам, благоприятным для регионального развития древних кор выветривания, относятся линейно-вытянутые зоны интенсивного сжатия, представленные системами сближенных параллельных разломов и коленчатых-чешуйчатых моноклиналей глубокого заложения, секущие метаморфические вулканогенно-осадочные комплексы раннего протерозоя и архея платформенного фундамента (рис. 51). Протяженность таких зон измеряется многими сотнями километров, а поперечное сечение их не превышает 200 км (Новикова, 1973).

С такими структурами сжатия глубокого докембрия (рис. 52) связаны сверхмощные древние коры выветривания Украинской железорудной провинции - Курской магнитной аномалии и Кривого Рога (Сарматская зона сжатия А.С.Новиковой). Благодаря большой протяженности и значительной их ширине древние коры выветривания в пределах таких структур регионально распространены и достигают в зонах глубинных разломов мощности 700-1200 и даже 2000 м (Коржинский, 1956; Корин, 1960; Никитина, 1960; Кривцов, 1973; и др.).

На Кольском полуострове, где платформенный фундамент значительно приподнят, древние коры распространены уже не регионально, а встречаются в зонах разломов только в виде отдельных, сохранившихся от размыва карманов (рис. 53, 54; Сидоренко, 1958; Никонов, 1968; Арманд и др., 1969 и др.).

Благоприятны для регионального развития древних кор выветривания и расположенные между зонами сжатия массивы метаморфических пород (гнейсов, гранито-гнейсов, амфиболитов, мигматитов, гранулитов, сланцев) архейско-нижнепротерозойского возраста, пронизанные гранитными интрузиями. К таким массивам относятся западная и центральная части Украинского кристаллического щита, разбитые разломами (рис. 55) на крупные и мелкие блоки, срезы на различных стратиграфических уровнях. Разломы, ограничивающие эти блоковые структуры, связаны со складчатыми структурами докембрия (Кружелов, 1957).

В северной части Украинского кристаллического щита (районы городов Киев, Звенигородск, Умань, Коростышев) глинистые метасоматиты широко распространены в Звиздаль-Залесской зоне разломов. Наиболее крупной является Кочеровская зона, протяженностью более 30 км и шириной 0,5-4 км. Глинистые метасоматиты достигают в этой зоне разлома мощности 50-200 м, а сопут-

ствующая ей площадная залежь занимает 90% площади при мощности 30 м (Мельничук, 1972).

Крупные месторождения первичных каолинов Украины также связаны с массивами гранитов и гранито-гнейсов Украинского кристаллического щита. Они тяготеют к разрывным нарушениям краевых частей гранитных массивов (рис. 56), зонам повышенной трещиноватости и дайковым поясам (Бучинская, 1967; Сивоконь, 1969). Для структурно-тектонической зоны Украинского кристаллического щита характерно региональное (Гаврусевич, 1931; Кравченко, 1953; Мельничук, Кондрачук, 1973) развитие "пеликанитов" — опализированных каолинов с опалом, содержащим β -кristобалит и тридимит (Половинкина, Ковалев, 1949; Ремизов, 1972). По данным Е.Е.Захарова и Е.М.Крестина (1973), изучавших рудные месторождения, развитие зон разломов на Русской платформе продолжалось с докембрия до настоящего времени. Крупные долгоживущие зоны разломов являлись проводящими каналами для магматических расплавов. С этими же зонами разломов была связана и интенсивная гидротермальная деятельность.

Вследствие очень древнего заложения разломов в докембрии и длительности их развития приразломные залежи глинистых метасоматитов — древние коры выветривания КМА и Кривого Рога — могут быть очень древними. Однако определение абсолютного возраста выветрелых пород по прожилкам галенита, проведенные А.И.Тугариновым с соавторами, показало, что возраст процессов выветривания здесь додевонский, но не докембрийский (цит. по В.П.Петрову, 1967), хотя весьма вероятно, что прожилки галенита имеют более молодой возраст, чем вмещающие их выветрелые породы.

На Урале рудные месторождения коры выветривания связаны с зонами глубинных разломов высокой тектонической подвижности (Архангельский, 1962; Тектоника..., 1968). Так, никеленосные коры тяготеют к гипербазитовым массивам, трассирующим разломы глубинного заложения, причем наиболее мощные никеленосные залежи образуются там, где пересекаются разломы и образуются

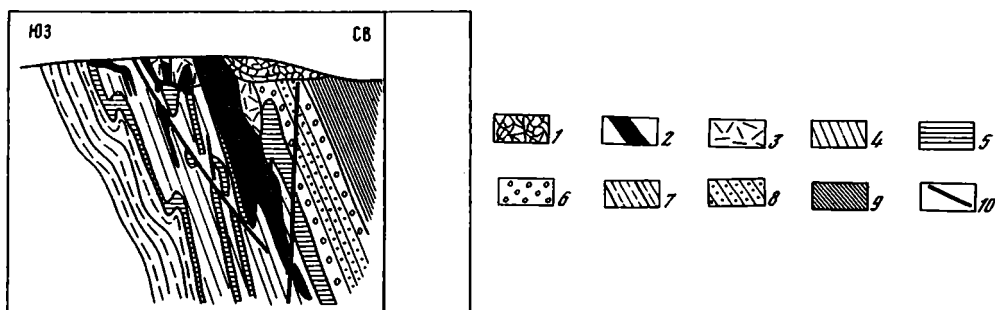


Рис. 51. Геологический профиль Яковлевской рудной полосы Яковлевского месторождения. По С.И. Чайкину (Новикова, 1971)

1 — аллиты и переотложенные руды; 2 — мартитовые и железослюдковые руды; 3 — гидрогематит-мартитовые руды; 4 — железослюдково-мартитовые кварциты; 5 — гидрогематит-мартитовые железистые кварциты с прослоями сланцев; 6 — конгломераты; 7 — филлиты подрудной сланцевой свиты; 8 — надрудные филлиты; 9 — филлиты тонкополосчатые; 10 — тектонические нарушения

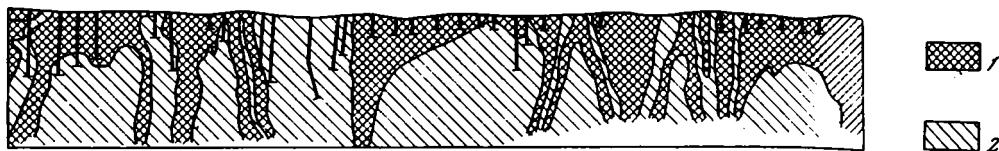
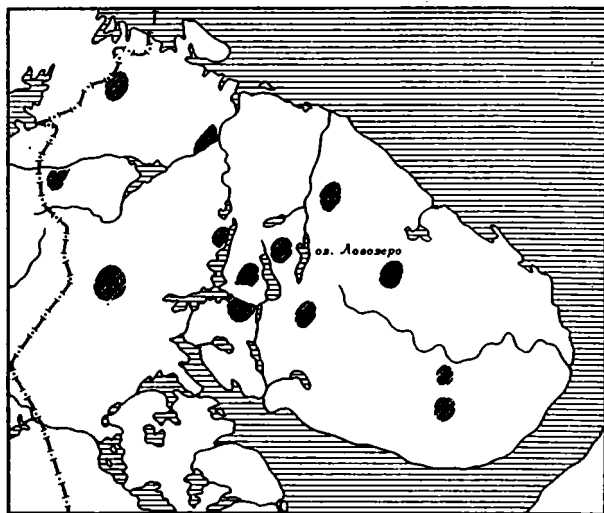


Рис. 52. Линейная кора выветривания части железистого горизонта V Саксанганского района. По Я.Н. Белевцеву и др. (Петров, 1967)

1 — выветрелая богатая руда; 2 — неветрелая руда

Рис. 53. Распространение древней (докембрийской) коры выветривания на Кольском полуострове (Сидоренко, 1958)



тектонические узлы (Архангельский, 1962; Никитин, 1970; и др.).

Далее с Джамбарак-Карагайским разломом Урало-Тобольского антиклинория связана целая группа месторождений первичных каолинов: Еленинское, Акмуллинское, Запасное, Чикмакульское и др. (Горбачев и др., 1973).

К тектоническим структурам, благоприятным для регионально-площадного развития глинистых метасоматитов, относятся и вулканотектонические депрессии (см. рис. 70).

В геосинклинальных областях никеленосные коры, подобные уральским, известны на древних островных дугах (Куба, Новая Каледония). Здесь они также связаны с гипербазитовыми массивами, тяготеющими к разломам глубокого заложения. На о. Куба никеленосные метасоматиты глинистого и охристого состава и продукты их ближнего перемыва (Адамович, Чехович, 1964а; Финько и др., 1967) приурочены к массивам гипербазитов, связанным с системой разломов шовной антиклинальной зоны сочленения эв- и миеосинклинали (Книппер, Пунг-Рифа, 1967; Пушаровский и др., 1967). Исследования, проведенные советскими геологами, показали, что в провинции Ориенте никеленосные метасоматиты зон разломов (древние коры выветривания) протягиваются на 100–120 км при ширине полосы 30–35 км и средней мощности до 10 м (Никитина, Витовская, Никитин, 1971). Такое большое площадное распространение никеленосных метасоматитов в данном случае обусловлено тем, что тело гипербазитового массива вытянуто на 150 км вдоль шовной зоны и разбито системой крутых разломов. Продукты метасоматического выщелачивания наиболее развиты в зонах тектонических нарушений: смятия, повышенной трещиноватости, развалывания и дробления, а "рвы" и "карманы" мощных, богатых никелем залежей приурочены к нарушениям, сопряженным с главным разломом (Корин и др., 1967б). Блоковые перемещения по разломам привели в дальнейшем к расчленению рудной залежи на ряд тектонических блоков (рис. 57), приподнятых и опущенных на различную высоту (Корин и др., 1973).

На Байкальском сводовом поднятии древние коры выветривания приурочены к продольным разломам рифтовой зоны (зоны растяжения земной коры), пересекающим фундамент на пластины (рис. 58 и 59) северо-восточного простирания (Логачев и др., 1964), а в грабенообразных структурах (во впадинах байкальского типа и на их перемычках) имеют покровное, но не сплошное залегание (Домбровская, 1970, 1973). Наиболее глубокие их корни проникают по зонам милонитизации. В более молодых впадинах забайкальского типа (например, Мало-Амалатская впадина) и сейчас по зонам крупных тектонических нарушений происходит разгрузка концентрированных трещинно-жильных углекислых растворов магнезиального состава, обогащенных следующими микроэлементами – В, Si, Zr, Ge, Ag, Zn, K (Маринов, 1974).

Следовательно, региональное распространение древних кор выветривания также определяется отнюдь не элювиальным их происхождением, а широким развитием в эпохи тектонической активности процессов гидротермально-вазозного выщелачивания в зонах повышенной проницаемости земной коры (зоны тектонической и тектономагматической активизации), с которыми свя-

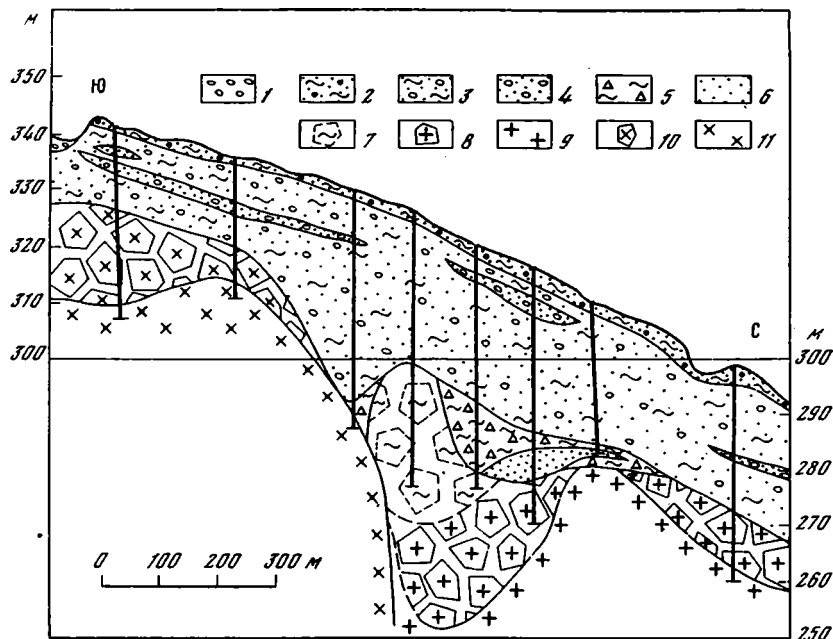


Рис. 54. Геологический разрез одного месторождения доледниковой коры выветривания в Карелии (Лихачев, Афанасьев, 1969)

1 – современный аллювий; 2 – покровная морена; 3 – морена местного горного ледника; 4 – флювиогляциальные отложения; 5 – доледниковые элювиально-делювиальные каолиновые глины; 6 – доледниковые грубозернистые отложения; 7 – каолининовая кора выветривания гнейсов; 8 – гидрослюдистая зона и зона дезинтеграции коры выветривания гнейсов; 9 – гнейсы и гранито-гнейсы; 10 – зона дезинтеграции нефелиновых сиенитов; 11 – нефелиновые сиениты

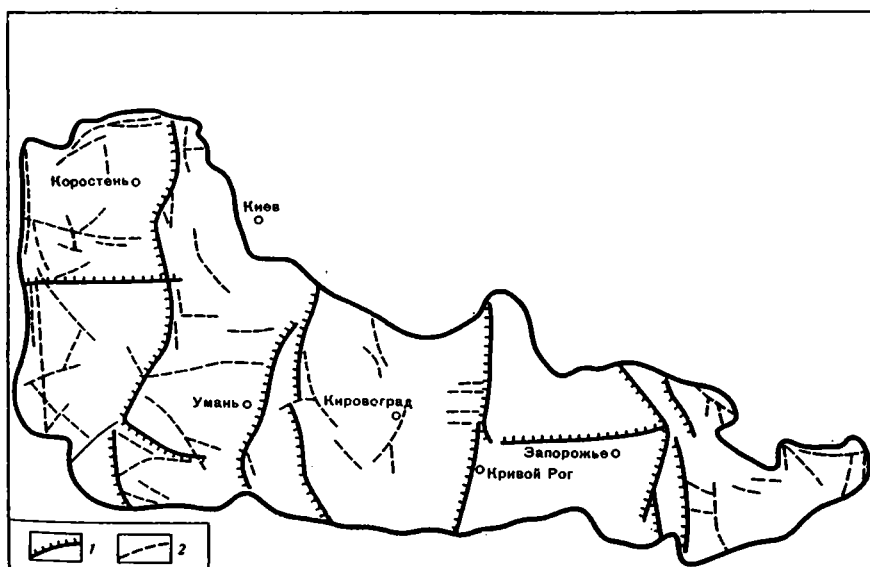


Рис. 55. Схема расположения разломов на Украинском кристаллическом щите (Колясь, 1972)

1 – глубинные разломы; 2 – тектонические разрывы

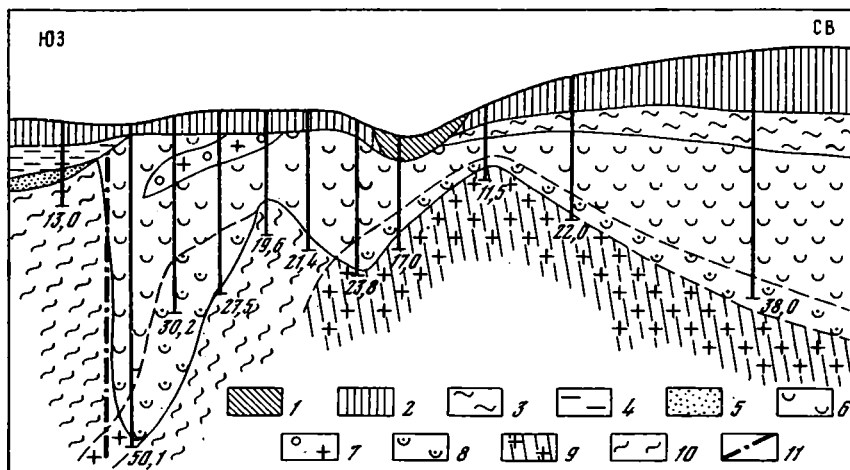


Рис. 56. Разрез месторождения первичных каолинов Белая балка (Сивоконь, 1969)

1 - балочный аллювий и делювий; 2 - суглинки и почвенный слой; 3 - красно-бурые глины ($Q-N_2$); 4 - зеленовато-серые глины (N_2sm); 5 - пески (N_2sm); 6 - каолин первичный нормальный; 7 - кварцевые жилы выветрелые; 8 - каолин щелочной; 9 - мигматиты днепровских гранитов; 10 - гнейсы; 11 - зона разломов

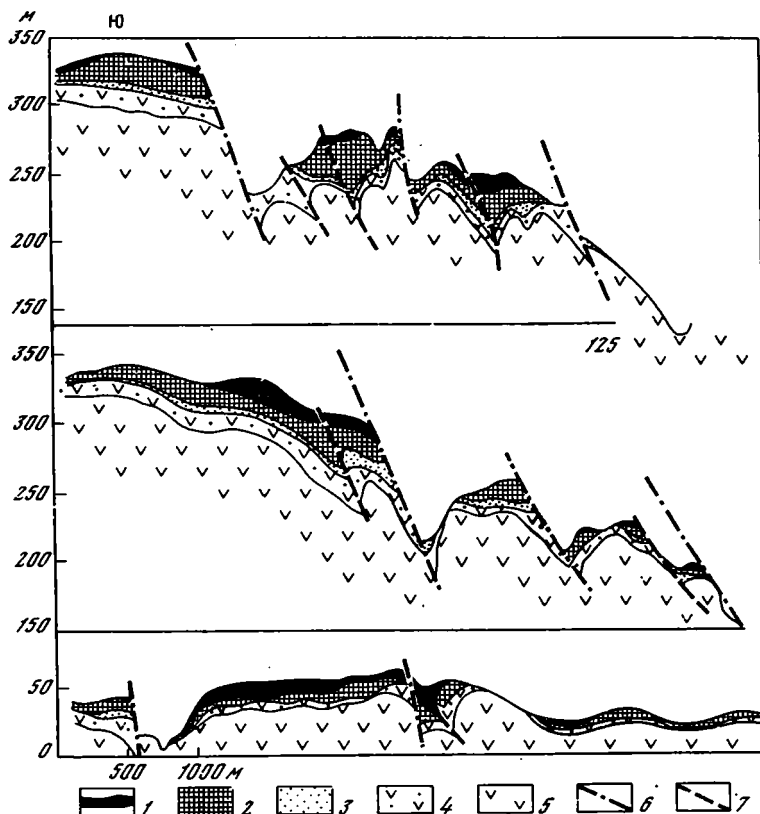


Рис. 57. Геологические профили силикатно-никелевой коры выветривания месторождения Моа, о. Куба (Корин и др., 1973)

1 - латериты железистые (железные руды); 2 - охры никеленосные (окисные никелевые руды); 3 - выщелоченные серпентиниты (силикатные никелевые руды); 4 - слабо выщелоченные серпентиниты (безрудные); 5 - серпентиниты; 6 - межблоковые тектонические нарушения; 7 - внутриблоковые тектонические нарушения

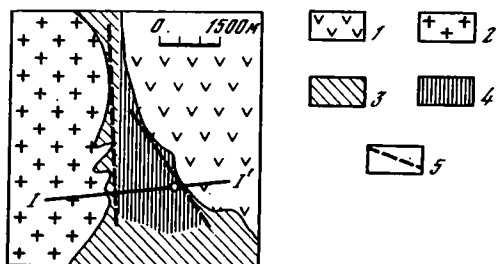


Рис. 58. Условия залегания древней коры выветривания на Озерском участке Центрального Прибайкалья (Домбровская, 1973)

1 - изверженные породы диоритового состава (озерские диориты); 2 - изверженные породы гранитного состава; 3 - параметаморфические породы; 4 - кора выветривания; 5 - тектонические нарушения

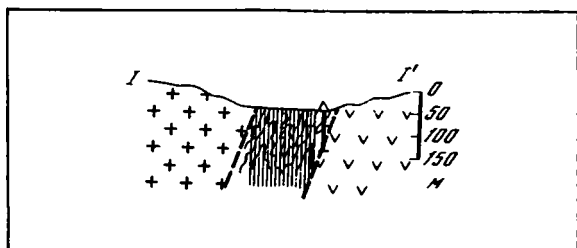
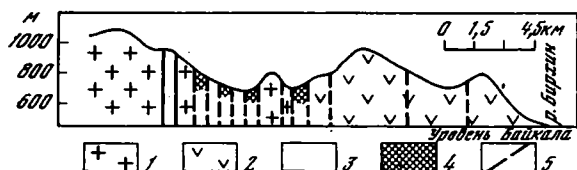


Рис. 59. Условия залегания древней коры выветривания в Приольховье (схематические геологические разрезы; Домбровская, 1973)

1 - граниты, гранито-гнейсы; 2 - диориты Озерского массива; 3 - параметаморфические породы архея и протерозоя; 4 - кора выветривания; 5 - тектонические нарушения



зана интенсивная вертикальная миграция подземных флюидов. В настоящее время повышенная интенсивность восходящей миграции флюидов наблюдается в пределах районов, находящихся на наиболее активных стадиях геологического развития, т.е. приуроченных к областям альпийского складкообразования и активным зонам платформ.

Характер эндогенных эманаций, поступавших по зонам тектонической активизации, определялся тектоническим этапом развития региона и контролировался, по-видимому, глубинными процессами.

СОХРАННОСТЬ И РАЗМЫВ

Глинистые метасоматиты зон разломов платформенного фундамента - древние коры выветривания - поверхностные, и приповерхностные образования, поэтому они обнаруживают большую чувствительность к последующей (пострудной) тектонической перестройке района и связанным с ней эрозионным процессам. Наиболее энергично глинистые метасоматиты подвергаются размыву в неотектонический орогенный этап, поскольку с ним связано формирование контрастного рельефа и усиление эрозии.

Во многих регионах блоковые подвижки по разломам контролируют сохранность залежей глинистых метасоматитов: хорошую сохранность на относительно стабильных блоках и уничтожение эрозией в относительно поднятых (остаточные коры, представленные сохранившимися от размыва приразломными карманами). Особенно четко эта зависимость проявляется в Забайкалье (Домбровская, 1973), где в четвертичное время отмечается гетерогенная активизация тектонических движений (Александров, 1974), обусловившая возникновение новых сводов и форм блоковой тектоники (горстов и грабенных).

В горных районах альпийской складчатой зоны и в платформенных горах реликты залежей глинистых метасоматитов зон разломов тяготеют к наиболее стабильным в тектоническом отношении зонам предгорий, а на приподнятых

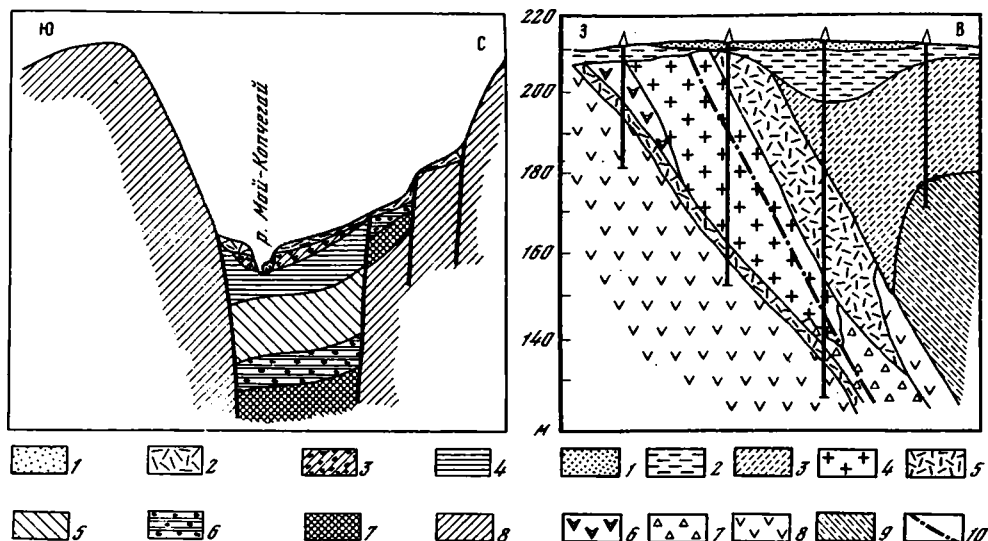


Рис. 60. Схема поперечного сечения Май-Копчегайской впадины, иллюстрирующая условия залегания древней коры выветривания (Москвитин, 1946)

1 - современный аллювий и отвалы разработок россышей; 2 - делювий и пролювий; 3 - морена (верхняя); 4 - древнеозерные темные глины; 5 - древнеозерные синие глины; 6 - третичные белые глины и галечники; 7 - кора выветривания; 8 - метаморфические сланцы

Рис. 61. Чашевидная депрессия, приуроченная к приразломному карману древней коры выветривания (Суспицын, Попович, 1972)

1 - пески и супеси; 2 - глины; 3 - кора выветривания сланцев; 4 - железо-кремнистые образования и охры; 5 - нонтрониты и нонтронитизированные выщелоченные серпентиниты; 6 - выщелоченные серпентиниты; 7 - лиственины; 8 - серпентиниты; 9 - сланцы глинистые и углисто-глинистые; 10 - тектонические нарушения

блоках гор почти полностью уничтожены эрозией. Примером может служить Алтае-Саянская горная область (Шукина, 1956; Чумаков, 1967).

На шитах и других поднятиях платформенного типа с менее контрастным рельефом благоприятной геоморфологической формой для сохранения приразломных залежей глинистых метасоматитов являются области водоразделов с сохранившейся поверхностью древнего пенеплена. Водоразделы относятся, как известно, к наиболее устойчивым формам рельефа: здесь отражаются только крупные геологические события. Поэтому на водоразделах при общем опускании или поднятии (без существенных дифференциальных движений) часто сохраняются очень древние формы рельефа и древние осадки, в том числе и древние коры - глинистые метасоматиты зон разломов. Так, на Южном Урале, где современный врез р. Урал достигает 100 м, на выровненных водоразделах сохранились даже пески мелового возраста, не говоря уже о глинистых метасоматитах, слагающих карманы вдоль разломов в платформенном фундаменте (Разумова, 1970а). Долины рек в отличие от водоразделов являются очень подвижными формами рельефа. По бортам долин в процессе размыва развивается мелкосопочник, а террасы то возникают, то вновь размываются. На Казахском нагорье приречный мелкосопочник, вскрывший каолинизированные породы палеозоя, хорошо выражен в бортах долин левых притоков р. Ишим - Кызыл-Су, Шулак-Сандык, Сандык-Су (Разумова, 1956).

Особенно наглядно размыв древних кор выветривания описан И.З. Кориньм с соавторами (1967а) на о. Куба и В.Г. Лебедевым (1968) на гранитных массивах осевой части хр. Наньлин в Китае. В целом глинистые метасоматиты зон

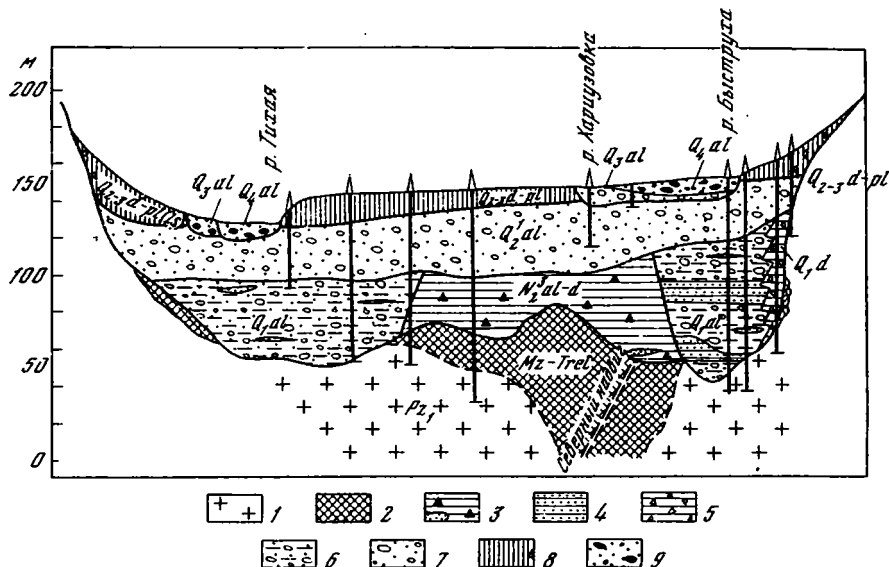


Рис. 62. Геологический профиль через восточную часть Лениногорской впадины (Чумаков, 1965)

1 — палеозойские породы; 2 — мезозойско(?)—палеогеновая кора выветривания; 3 — верхнеплиоценовые красно-бурые и пестрые глины с дресвой, щебнем и прослоями песков в основании; 4–6 — нижнеплейстоценовые отложения: 4 — глины серые, иловатые, 5 — глины коричневые с дресвой и щебнем, 6 — пески, гравийно-галечные отложения с примесью валунов, с подчиненными прослоями серых и коричневых глин; 7 — среднеплейстоценовые (нижняя половина) валунно-галечные отложения; 8 — средне-верхнеплейстоценовые лессовые породы; 9 — верхнеплейстоценовые валунно- и гравийно-галечниковые отложения с прослоями суглинков и глин

разломов так же, как и другие рыхлые отложения, сохраняются от размыва на деформированной поверхности древнего пенеппена до определенного гипсометрического уровня, а при повышении этого уровня уничтожаются эрозией.

Приразломные карманы глинистых метасоматитов охотно используются речными долинами и озерами (рис. 60), поэтому с приразломными карманами часто связаны чашевидной формы котловины, выполненные озерными и аллювиальными отложениями (рис. 61). Молодые плиоценовые и четвертичные депрессии сложены преимущественно аллювиальными отложениями полимиктового состава (рис. 62; см. рис. 60), не связанными с размывом глинистых метасоматитов зоны разломов. Более древние депрессии (мелового и палеогенового возраста), напротив, выполнены продуктами ближнего перемыва (Херасков и др., 1960) глинистых метасоматитов. С древними депрессиями связаны и залежи бокситов, железных, железо-марганцевых руд и других полезных ископаемых (см. рис. 61). Различный состав молодых и древних осадков таких котловин объясняется тем, что в период формирования древних депрессий эрозионный врез был не так глубок и потому размывались залежи глинистых метасоматитов, связанные с поверхностью древнего пенеппена. При формировании молодых плиоцен-четвертичных депрессий, вследствие возрастания контрастности рельефа и усиления речной эрозии, эрозионный врез опустился ниже этой поверхности и размываться стали уже скальные породы платформенного фундамента, а в область аккумуляции стал поступать полимиктовый материал.

Изменение тектонического режима и связанного с ним характера обломочного материала особенно ясно выступает там, где плиоцен-четвертичные аллювиальные отложения врезаются в глинистые осадки древних депрессий (см. рис. 62). В тех случаях, когда после выполнения депрессий осадками по раз-

лему продолжали поступать растворы с глубин, в эпигенетические преобразования вовлекались и осадочные толщи. Примером могут служить вторичная сульфидно-никелевая минерализация глинизированных тектонических брекчий и третичных глин Ново-Айдырлинского месторождения (Разумова, 1945; Вольнский, 1946; Грицаенко и др., 1946), шамозитизация осадочных толщ Заморийской и других депрессий Урала, приуроченных к никеленосным корам выветривания гипербазитов (Куземкина, 1965; Григорьева, Шешукова, 1969; Григорьева и др., 1971; и др.), метасоматические хлоритовые породы коры выветривания гипербазитов и юрских отложений р. Малки на Северном Кавказе (Сердюченко, 1953), каолинизация (ресилификация) бокситовых залежей Аркалыкского месторождения (Бенеславский, 1958; Разумова, 1961; Жуков, 1973) и мн. др.

Таким образом, залежи глинистых метасоматитов становятся в дальнейшем ареной действия самых разнообразных процессов – перемыла, выветривания и почвообразования (см. ниже) и вторичных метасоматических процессов, не имеющих себе равных по интенсивности и мощности в областях, сложенных скальными породами.

ВЫВОДЫ О ГЕНЕЗИСЕ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Анализ геологических данных показывает, что древние коры выветривания – глинистые метасоматиты зон разломов складчатого основания древних и молодых платформ, так же как и гидротермальные месторождения (Овчинников, 1957, 1968), связаны с древними очагами разгрузки напорных вод и представляют собой верхние краевые фации гидротермальных систем (рис. 63, см. рис. 20) – продукты метасоматического выщелачивания, замещения и цементации зоны смешения грунтовых вод с эндогенными эманациями и растворами, поступавшими с глубин по активным крутопадающим разломам фундамента.

Метаморфизирующие растворы, вызывающие в зонах разломов глинизацию горных пород, были близки, по-видимому, к азотным и углекислым термам (различного ионного состава и минерализации) зон разломов современных орогенных областей с напряженным тектоническим режимом (Дислер, 1971; Маврицкий, Отман, 1973; Ломоносов, 1974) или к углекислым газотермам, связанным с нефтяными залежами или имеющим эндогенное происхождение (Кротова, 1973).

Характерной особенностью вадозных вод является присутствие кислорода. С глубиной на первое место выступает уголекислота, глубже азот. Возможно, в более глубоких зонах их сменяют углеводороды, главным образом метан (Вернадский, 1960).

В соответствии с этим современные термы Байкальской рифтовой зоны представлены азотными, углекислыми и метановыми (Ломоносов, 1974). Азотные термы приурочены к центральной осевой части рифтовой зоны, где наиболее активно проявилась неотектоническая деятельность, связанная с глубинными сейсмическими разломами. Углекислые термы распространены на флангах в районах развития четвертичных вулканов. Метановые термы вскрываются скважинами во впадинах байкальского типа, выполненных кайнозойскими угленосными отложениями. Как отмечает И.С. Ломоносов (1974), основным отличием глубинных гидротерм является не присутствие в них экзотических компонентов и соединений, как этого следовало ожидать, а исключительно высокая концентрация отдельных элементов, неизвестная в подземных водах. Все установленные очаги разгрузки современных гидротерм приурочены к пересечению поперечных разломов фундамента с глубинными сейсмогенерирующими разломами типа сбросов.

Таким образом, глубинные разломы и развивающаяся при воздымании жестких консолидированных массивов трещиноватость, способствовали, по-видимому, глубокой циркуляции подземных вод и формированию азотных и углекислых терм с разным катионным составом. В результате разгрузки таких гидродинамических систем вдоль крутопадающих разломов развивались вертикальные залежи (трещинные коры) глинистых метасоматитов (глинистые коры) или выклинивающиеся с глубиной тела высокоминерализованных пород (инфильтрационные коры), а по оперяющим разломы зонам мелкой трещиноватости – залежи глинистых метасоматитов площадного типа (площадные коры). Последние представляют собой внешнюю приповерхностную часть ореола выщелачивания зоны разлома – пологопадающие тела, отходящие от крутопадающих залежей.

Рудная и жильная минерализация осуществляется преимущественно в зонах вертикальной разгрузки гидродинамических систем. Поэтому зоны разломов

являются эпицентрами минерализации (см. рис. 21 и 37). В рудоносных корях серпентинитовых пород бывшие пути миграции метаморфизирующих растворов фиксируются в настоящее время мощными зонами окремнения (рис. 64), окварцевания, карбонатизации (см. рис. 45), крутопадающими телами магнезиальных силикатов и зонами мелкопрожилкового силикатно-никелевого оруденения (см. рис. 21).

В глубоких океанических впадинах Атлантического океана, там, где глубинные флюиды непосредственно высачиваются по трещинам дна океана и вступают во взаимодействие с океаническими водами, накапливаются палыгорскитовые и сепиолитовые глины (Bowles e.a., 1971). Возможно, палыгорскитовые и сепиолитовые глины океанических глубин являются в какой-то степени эквивалентами "жильных глин" того же состава, развивающихся в зонах разломов в древних корях выветривания ультраосновных пород.

В Танзании термальные источники, расположенные в зонах глубинных разломов и рифтов (в основном среди докембрийских кристаллических пород) высаживают монтмориллонитовые глины. Последние отлагаются источниками, содержащими гелий и азот, а источники со значительным содержанием углекислоты высаживают известковистые туфы. Не исключена генетическая связь источников Танзании с карбонатитовым вулканизмом (James, 1967). Таким образом, там, где консолидированное основание сильно приподнято или опущено (океаны) и не перекрыто мощным осадочным чехлом, в тектонически активных зонах отчетливо выступает ведущая его роль как поставщика глубинных эманаций и растворов.

Раствороподводящие разломы особенно активны в эпохи орогенеза при дифференциальных подвижках по ним, так как в периоды воздымания и дробления платформенного фундамента происходят раскрытие трещин, оперяющих главные разломы, и заложение раствороподводящих каналов, по которым и осуществляется активная гидродинамическая связь между различными водонапорными комплексами. В результате по зонам высокой тектонической напряженности происходит переток глубинных растворов в верхние приповерхностные горизонты земной коры. Н.П. Херасков (1958) подчеркивал, что зоны повышенной деформации во время движения отличаются повышенной проницаемостью для глубинных растворов и газов. А.А. Маракушев (1971) также указывает, что метасоматические процессы всегда связаны с деформациями земной коры. К зонам высокой напряженности относятся сводовые участки структур, сбросовые нарушения и крупные разломы с интенсивно развитой трещиноватостью и др.

Расколы в фундаменте в эпохи орогенеза являются не только проводниками эндогенных эманаций, поступавших с глубин, но одновременно служат и путями,

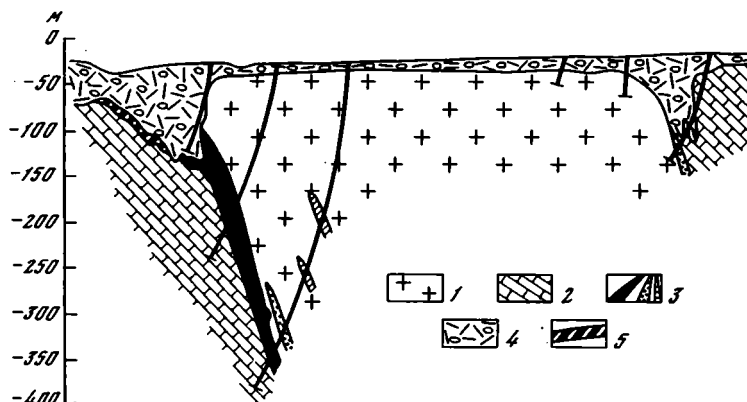


Рис. 63. Приуроченность древних кор выветривания к краевым фациям гидротермальных систем. Разрез Гумешевского месторождения. По С.Н. Иванову (Петров, 1967)

1 - гранитоиды; 2 - известняки палеозоя; 3 - рудное тело; 4 - кора выветривания; 5 - накопления подолочного малахита



Рис. 64. Жилообразное тело кремнисто-железистой породы в древней коре выветривания перидотитов хромитового месторождения Лома-Альта, о. Куба (Корин и др., 19676)

по которым грунтовые воды глубинной циркуляции устремляются вверх по разломам. Последние как бы перехватывают подземные потоки и выводят их на поверхность. Д.С. Коржинский (1953, 1970) подчеркивает, что метасоматические изменения мощных толщ горных пород могут происходить только при просачивании через них растворов, тогда как газовая фаза не вызывает метасоматического перерождения горных пород. Это положение находит подтверждение в том, что на Камчатско-Курильской гряде гидротермально-вадозная глинизация горных пород осуществляется только в обводненных горизонтах (Набоко, 1966; и др.). Обводнены наиболее пористые вулканокластические породы, поэтому глинистые метасоматиты развиваются именно по этим горизонтам и пачкам.

Очевидно, приуроченность глинистых метасоматитов (древних кор выветривания) к разломам и сопряженным с ними зонам тектонической трещиноватости также обусловлена не только проницаемостью разломов для эндогенных эманаций, но и их обводненностью. Для консолидированных массивов платформенного фундамента характерны трещинные воды. Последние содержатся главным образом в зонах крупных тектонических разломов и в погребенных зонах поверхностной трещиноватости (Зайцев, 1967). Повышенной обводненностью отличаются и приконтактные зоны интрузивных тел, так как интрузивы обычно отделены от вмещающих пород системой поздних тектонических нарушений. Поэтому контактные зоны интрузивных массивов отличаются повышенной "гидрогеологической емкостью" (Вартанян, 1973).

Раствороподводящими являются не все разломы, а только некоторые из них. Согласно данным Г.С. Вартаняна (1973), в гидрогеологии магматогенно-метаморфических массивов особое место занимают тектонические дислокации типа сдвигов, являющиеся крутопадающими нарушениями с горизонтальным смещением одних блоков горных пород относительно других. Данное положение хорошо подтверждают никеленосные коры Урала, приуроченные к поперечным круглым разломам, вероятно, сбросо-сдвигам (рис. 65). Вследствие интенсивной притертости центральной зоны глубинные разломы в основном гидрогеологически не-

активны, особенно в сжатых продольных структурах. Напротив, нарушения, ориентированные поперек основных простираний, способствуют раскрытию полостей и активизации движения глубинных флюидов и подземных вод. Эта закономерность, согласно данным Н.Н. Хераскова, обусловлена тем, что движения по крутопадающим разломам почти всегда имеют сдвиговую составляющую. Если сдвиг пересекает дополнительный разлом, то при сдвиговых движениях по одному разлому в другом разломе в результате трения и сдвига открываются полости (рис. 66). Поэтому залежи глинистых метасоматитов и тяготеют к ответвляющимся от главного разлома разломам второго порядка (Вялухин, Студенко, 1969; Корин и др., 1973), участкам, где пересекаются разломы и образуются тектонические узлы (Никитина и др., 1971), и оперяющим разломы трещинам (Архангельский, 1962) и т.д.

Воды высокой минерализации и газовые аномалии в настоящее время также локально распространены. Чаще всего они обнаруживаются в местах пересечения разломов различного направления (Яницкий, Пименов, 1976). Наиболее проницаемы для глубинных растворов и газов разломы, сопровождаемые сейсмическими явлениями.

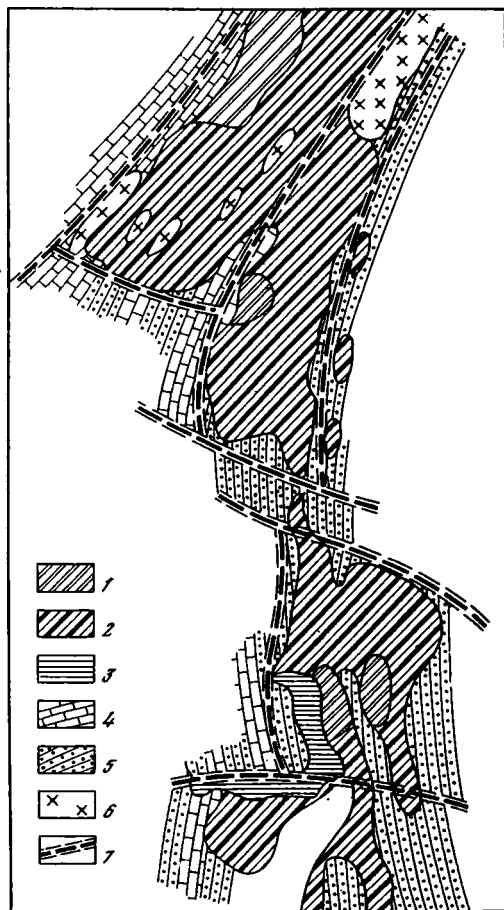
Таким образом, для формирования древних кор выветривания – глинистых метасоматитов гидротермально-вадного генезиса – наиболее перспективны участки пересечения разломов различных направлений, где возникают сбросо-сдвиговые смещения, развиваются крупные ореолы дробления и зоны повышенной трещиноватости. Для рудоносных кор выветривания наиболее благоприятны разломы длительного развития, так как рудная минерализация связана обычно с повторными многофазными подвижками по разлому.

Широкое развитие в приразломных зонах площадных залежей глинистых метасоматитов (площадных кор) объясняется тем, что гидродинамические системы зон разломов при вступлении в зону поверхностной трещиноватости, вследствие резкого падения гидростатического давления, или при наличии водоупорной покрывки под напором растекаются в горизонтальном направлении. Радиус воздействия таких напорных гидродинамических систем может быть очень большим по площади, особенно при наличии системы сближенных разломов (см. рис. 52).

Образование глубоких карманов глинистых метасоматитов вдоль зон разломов обусловлено, по-видимому, тем, что при тектонических подвижках вверх по разрезу устремляются не только глубинные растворы и эманации, но и

Рис. 65. Схематическая геологическая карта никеленозной коры выветривания Белининского серпентинитового массива (Бесходарнов, Коржнев, 1968)

1 – нонtronиты и нонtronитизированные серпентиниты; 2 – выщелоченные серпентиниты; 3 – охры и обохренные силифицированные серпентиниты; 4 – известняки; 5 – алевролиты, туфы, глинистые сланцы; 6 – габбро-диориты; 7 – зоны трещиноватости и дробления (предполагаемые)



грунтовые воды глубинной циркуляции, поэтому взаимодействие глубинных эманаций с грунтовыми водами в зонах разломов во многих случаях осуществляется на значительных глубинах (100–200 м и более от земной поверхности).

Резкое падение гидростатического давления при открытии тектонических грешин приводит к дегазации гидротермальных растворов, что само по себе ведет к осаждению находящихся в растворе веществ. Поэтому зоны разломов часто сильно минерализованы и окремнены (инфильтрационные коры) и нередко содержат минералы гидротермального типа (см. табл. 10). В некоторых случаях развивается и сульфидная минерализация.

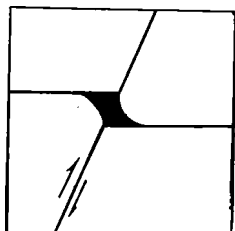


Рис. 66. Схема, иллюстрирующая возникновение полос, проницаемых для эндогенных растворов, при сдвиговом перемещении по одному разлому в месте его пересечения с другим разломом. По Н.Н. Хераскову

Значение процесса разбавления гидротермальных растворов вадозными водами также очень велико, так как только процесс разбавления сопровождается резким изменением физико-химических условий среды и выпадением минеральных фаз.

Смешение эндогенных растворов и эманаций с вадозными водами повышает кислородный потенциал метаморфизующих растворов. Поэтому в древних корях выветривания, образовавшихся под воздействием смешанных гидротермально-вадозных вод, развиваются лишенные закисного железа и богатые водой глинистые и окисные минералы, характерные для окислительной среды. Однако образование глубинных зон окисления на железорудных месторождениях Кривого Рога и КМА, достигающих мощности 1200–2000 м, вряд ли можно объяснить проникновением на столь большие глубины кислородсодержащих поверхностных вод. Возможно, правы И.Ф.Вовк (1974) и Л.К.Гуцало (1974), связывающие окислительные процессы больших глубин с радиолизом подземных вод. М.С.Точилин (1963) объясняет образование богатых мартито-магнетитовых руд Кривого Рога гидротермальным окислением и выщелачиванием железных руд под влиянием паров воды.

Формирование приразломных залежей глинистых метасоматитов в консолидированных массивах платформенного фундамента осуществлялось в условиях сравнительно открытых систем, вблизи и даже непосредственно на дневной поверхности, так как мощность перекрывающих осадочных толщ не превышает первых сотен метров, а местами даже первых десятков метров. Доказательством близповерхностного происхождения приразломных залежей глинистых метасоматитов может служить и разрез месторождения углекислых вод Жанчивлин в Монголии, где каолинизация пород, по-видимому, в настоящее время осуществляется под маломощной покрывкой осадочных пород (Берри, Нарангэрэл, 1971). Интервал формирования древних кор выветривания, судя по их мощности, укладывается в первые сотни метров от поверхности, т.е. лежит в зоне, в которой влияние растворимого в вадозных водах атмосферного кислорода наиболее велико.

Следовательно, древние коры выветривания – глинистые метасоматиты зон разломов – относятся к метасоматическим образованиям малых глубин и развиваются в приразломных зонах в условиях, характерных для формирования низкотемпературных эпитермальных месторождений. О малой глубине их формирования свидетельствует следующее: зависимость степени сохранности приразломных залежей глинистых метасоматитов от глубины эрозионного среза, широкое развитие коллоидальных структур и низкотемпературных минеральных ассоциаций, а также телескопирование – наложение или совмещение в преде-

лах узкого интервала глубин минеральных ассоциаций, отличающихся по температуре образования и обычно обособленных в пространстве – явление, характерное для месторождений небольших глубин. Поскольку древние коры выветривания платформенного фундамента имеют не элювиальное, а гидротермально-вадозное происхождение и связаны с разломами, то перерыв в осадконакоплении не предопределяет их появления.

ГЛИНИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЗОН РАЗЛОМОВ КАК ОСОБАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Древние коры выветривания – приразломные глинистые метасоматиты консолидированных массивов платформенного фундамента – представляют собой особую геохимическую фацию, занимающую промежуточное положение между собственно гидротермальными и почвенно-элювиальными образованиями (табл. 14).

Поскольку древние коры выветривания развиваются в зоне гипергенеза и образуются в результате смешения грунтовых вод с эманациями и растворами, поступившими с глубин по разломам в фундаменте, они совмещают в себе черты как гидротермальных, так и гипергенных образований: сохраняют большую мощность и зональное строение первичных ореолов выщелачивания эпитермальных месторождений, но сложены уже глинистыми и окисными минералами, характерными для поверхностных образований.

Жильная фаза также выражена минералами "поверхностного типа" – палыгорскитом, сепиолитом, шамозитом, цеолитами, фосфатами, карбонатами, гидроокислами железа, опалами, халцедонами, криптокристаллическим кварцем и др. Даже рудная минерализация жильного этапа часто выражена глинистыми и окисными минералами. Так, например, в никеленосных корах выветривания гипербазитовых массивов Урала рудная минерализация представлена гидросиликатами никеля (непунтом, гарниеритом, ревдинскитом и др.), асболонами, никеленосными железняками и т.д. Однако спорадическое появление среди минералов поверхностного типа в жильную фазу типичных гидротермальных минералов (фосфатов, стронциевого арагонита, сванбергита, горного хрусталя, апатита, сульфидов, цеолитов, боратов и т.д. (см. табл. 10), а также горных пород,

Таблица 14

Положение древних кор выветривания в общем ряду постмагматических метасоматических образований

Агенты, обусловившие метасоматическое выщелачивание горных пород	Высокотемпературные гидротермальные растворы	Средне- и низкотемпературные гидротермальные растворы	Гидротермальные растворы, разбавленные вадозными водами	Атмосферные, богатые кислородом воды, содержащие органические кислоты почвенного происхождения
Продукты метасоматического выщелачивания	Собственно гидротермальные Мусковитизированные и хлоритизированные породы	Серицитизированные, селадонитизированные и хлоритизированные породы	Древние коры выветривания – охры и каолины, переходящие вниз по разрезу в монтмориллонитовые глины с реликтовой структурой материнских пород	Элювий – разрыхленные породы охристого и каолинового состава

характерных для гидротермальных месторождений (метасоматических кварцитов с криптокристаллическим кварцем, окварцованных пород, опалитов с β -кристобалитом и тридимитом и др., см. табл.10), проливает свет на сложную природу древних кор выветривания и свидетельствует об участии в их формировании эндогенных эманаций. Четкая приуроченность самих месторождений коры выветривания к разломам ставит их в один ряд с гидротермальными месторождениями. Гидротермально-вадозный генезис древних кор выветривания особенно резко выступает в месторождениях, осложненных жильной и рудной минерализацией.

Предлагаемая в настоящей работе гидротермально-вадозная теория генезиса древних кор выветривания ликвидирует разрыв, существовавших до сих пор между собственно гидротермальными и почвенно-элювиальными образованиями (см. табл. 14).

Несмотря на то, что в настоящее время древние коры выветривания считаются элювиальными образованиями, поиски их месторождений и сейчас ведутся вдоль разломов, сорванных контактов интрузивных тел и на участках сопряжения разломов различных направлений (Архангельский, 1962; Кондрачук, 1971; Афанасьев, Лихачев, 1974; и др.).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ МЕТАСОМАТИТОВ, ВХОДЯЩИЕ В КОМПЛЕКС ПОРОД ДРЕВНЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Дальнейший анализ геологических данных показал, что среди древних кор выветривания, относимых до сих пор к элювиальным образованиям и представленных глинистыми и охристыми продуктами с реликтовой структурой материнских пород, выделяются глинистые метасоматиты следующих четырех генетических типов: приразломные платформенного фундамента, внутриформационные вулканических комплексов, разломно-стратиформные платформенного фундамента и осадочного чехла, поверхностей размыва локального распространения (табл. 15). Первые три генетических типа образуются при участии гидротермальных растворов, четвертый тип – без участия гидротерм. Каждый выделенный генетический тип отличается специфическими чертами и закономерностями размещения.

Первые три типа представляют собой глинистые метасоматиты верхних краевых фаций напорных гидротермальных систем – продукты метасоматического выщелачивания, замещения и цементации, зоны смешения вадозных вод с эндогенными эманациями, поступавшими с глубин до крутопадающим разломам фундамента. Пространственно они тяготеют к зонам тектонической и тектоно-магматической активизации и формируются в орогенные этапы развития платформенных (и складчатых) областей. Четвертый тип относится к собственно-элювиальным и развивается в качестве наложенных образований в процессе почвенно-элювиальной переработки ранее образовавшихся глинистых метасоматитов гидротермально-вадозного происхождения.

ПРИРАЗЛОМНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ФУНДАМЕНТА

К этому типу глинистых метасоматитов на Урало-Сибирской эпигерцинской платформе относятся описанные выше красноцветные нижнемезозойские коры выветривания трещинного и площадного типов основания осадочного платформенного чехла. Как было показано, генетически они связаны с разломами, осложняющими пенепленизированную поверхность складчатого основания древних и молодых платформ; в зонах разломов располагаются цепочками и полосами и слагают площади, измеряемые нередко десятками квадратных километров. В зонах повышенной тектонической активности они приобретают большое региональное распространение; в зонах разломов слагают вертикальные залежи (трещинные коры), уходящие нередко на большую глубину (200–400 м и более) и переходящие в бортах в полого залегающие тела (площадные коры) мощностью до 50–80 м. Материнскими породами служат прилегающие к разлому магматические и метаморфические породы платформенного фундамента с высокой удельной трещиноватостью, а также брекчии дробления и развальцевания самих зон надвигов.

Для залежей данного типа характерно сложно-зональное строение: для приразломных карманов – зональность типа конус в конус с более или менее крутыми контактами между зонами, вытянутыми в направлении разлома, и концентрическим расположением зон в плане, а в залежах

Таблица 15

Сравнительная характеристика генетических типов древних кор выветривания

Генетические типы	Приразломные платформенного фундамента	Внутриформационные вулканических комплексов	Разломно-стратиформные платформенного фундамента и осадочного чехла	Элювиальные поверхностей размыва локального распространения
Область распространения	Зоны разломов, осложняющие пенепленизированную поверхность складчатого основания древних и молодых платформ	Вулканические области различных возрастов, включая современные	Зоны разломов, проникающих из платформенного фундамента в осадочный чехол	Области распространения ранее образовавшихся глинистых метасоматитов гидротермально-вадозного происхождения
Современное геоморфологическое положение	Водоразделы с сохранившейся поверхностью древнего пенеплена	Современные вулканические области и поверхности размыва, вскрывающие древние вулканические комплексы	Зона контакта платформенного фундамента и осадочного чехла	Поверхности размыва
Эпоха (этап) формирования	Катаплатформенный орогенный этап	Тектоно-магматической активизации	Платформенный этап (воздымание платформенных поднятий при прогибании синеклиз)	Гумидного тропического и субтропического климата
Форма залегающих	Вертикальные приразломные залежи, переходящие в бортах в полого залегающие тела площадного типа	Залежи покровного и пластового типа, иногда многоярусные	Приразломные залежи, переходящие в осадочном чехле в горизонты пластового выщелачивания и секущие тела (столбы)	Плещи или облекающий склоны чехол
Строение разрезов	Сложнозональное, обусловленное сочетанием вертикальной зональности с горизонтальной	Зональное (зональность типа плащей)	Монозональное	Зональность почвенно-элювиальная
Мощность	В площадных залежах до 30-80 м, в зонах разломов до 200-400 м и более	От нескольких метров до 100-400 м и более	От нескольких метров до 100 м	Первые метры, редко больше

Таблица 15 (продолжение)

Генетические типы	Приразломные платформенного фундамента	Внутриформационные вулканических комплексов	Разломно-стратиформные платформенного фундамента и осадочного чехла	Элювиальные поверхностей размыва локального распространения
Материнские породы	Магматические и метаморфические зон разломов с высокой удельной трещиноватостью	Вулканокластические (туфы и гиадокласты) с повышенной эффективной пористостью	Водопрониаемые континентальные песчано-глинистые толщи, экранированные глинистым водопупором, и консолидированные породы зон разломов платформенного фундамента	Химически активные с высокой эффективной пористостью, богатые гидрофильными минералами (пропилиты и глинистые метасоматиты монтмориллонитового состава)
Состав первичных ореолов выщелачивания	Монтмориллонит-каолинит-гетитовый	Монтмориллонит-каолинит-гетитовый	Каолинитовый	Гетит-каолинитовый (каолинит дисперсный или смешаннослойный монтмориллонит-каолинит)
Жильная фаза	Пеликаниты и цеолититы (кислые породы); фосфаты (основные породы); метасоматические кварциты (бербериты), непунит-гарниеритовые и сепиолит-пальгорскитовые метасоматиты (ультраосновные породы)	Вторичные кварциты и опалиты с алунином или алунином и серой; марганца в более высокотемпературных фациях с алунином, бемитом, диаспором и пиритом	Красные железняки, кремнистые породы и гидроокислы марганца (иногда с гауленитом)	Колломорфные выделения дисперсного каолинита, алюмогеля и гиббсита почвенно-инфильтрационного происхождения
Генезис	Верхние краевые фации гидротермальных систем - продукты метасоматического выщелачивания зоны смешения грунтовых вод с эндогенными эманациями, поступавшими с глубин по разломам	Продукты гидротермально-вадозного выщелачивания поствулканической стадии глинизации (аргиллизации)	Продукты метасоматического пластового выщелачивания - воздействие грунтовых вод, активизированных флюидами глубинного происхождения	Продукты поверхностного метасоматического выщелачивания - воздействие метеорных вод, обогащенных органическими кислотами почвенного происхождения

Таблица 15 (окончание)

Генетические типы	Приразломные платформенного фундамента	Внутриформационные вулканических комплексов	Разломно-стратиформные платформенного фундамента и осадочного чехла	Элювиальные поверхностей размыва локального распространения
Опорные разрезы	Никеленосные коры серпентинитовых массивов Урала; первичные каолины Урала и Украины	Вулканогенные монтмориллонитовые и хлорит-монтмориллонитовые глины среднего эоцена Черноморского побережья Аджарии	Обеленные каолиновые коры платформенного фундамента и белошветы и пестрошветы мел-палеогена Казахского нагорья, Южного Урала и Зайсанской котловины	Красно-бурый и бурый элювий вулканогенных триоктаэдрических монтмориллонитовых глин базальтовых пород Черноморского побережья Аджарии
Продукты ближнего перемиыва	Озерные, делювиальные и аллювиальные отложения – преимущественно глинистые или охристые и хомогенные осадки; бокситы и железные руды (выполняют чашевидные депрессии, врезанные в глинистые метасоматиты приразломного кармана)	Пойменные фации аллювия речных терасс и делювиальные покровы, богатые глинистой составляющей		Делювиальные суглинки глинистого состава, переработанные красноземным почвенным процессом, и железистые панцири

площадного типа – зональность типа плащей с вогнутыми, но пологими в отношении земной поверхности контактами между зонами.

Генотипом приразломных глинистых метасоматитов считаются первоначально наиболее хорошо изученный нонтронитовый профиль выщелачивания серпентинитов Южного Урала и сопряженные с ним профили основных пород каолинит-монтмориллонитового состава. Такие первичные глинистые ореолы метасоматического выщелачивания в приразломных зонах нередко осложнены жильной минерализацией, выраженной прожилками, жилами и метасоматическими телами со сложной морфологией и многофазной сменой одних минеральных парагенезов другими. В первичных каолинах жильная фаза выражена преимущественно пеликанитами (опализированными каолинами с тридимитом и β -кристобалитом), а в глинистых метасоматитах ультраосновных пород – мощными телами метасоматических кварцитов (берберитов), зонами окварцевания и карбонатизации и залежами магнезиальных и никелевых силикатов.

Глинистые метасоматиты данного типа образуются в начальный катаплатформенный орогенный этап развития платформенных областей – в эпоху воздымания и коробления платформенного фундамента с образованием крупных сводов,

разбитых крутопадающими разломами, обеспечивающими проникновение эндогенных эманаций в поверхностные обводненные горизонты земной коры. В геосинклинальных областях они тяготеют к консолидированным массивам геоантиклинальных поднятий (первичные каолины и никеленосные коры выветривания о. Куба).

Глинистые метасоматиты зон разломов наиболее хорошо изучены, так как с ними связан большой и разнообразный комплекс полезных ископаемых: силикатно-никелевые руды, первичные каолины, минеральные краски, легированные железные руды, маршаллиты, бокситы, россыпи и мн. др.

ВНУТРИФОРМАЦИОННЫЕ ГЛИНИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Внутриформационные глинистые метасоматиты вулканических комплексов (или сингенетичные вулканогенные), известные под названием кор выветривания фумарольно-сульфатарного (Сингенетические..., 1964), или цеолитного (Герасимов, 1972), типа, образуются в настоящее время на гидротермальных полях современных вулканически активных областей (Камчатка, Курильские острова, Новая Зеландия и др.). На современных гидротермальных полях у разломов, выводящих гидротермы (см. рис. 8), формируются залежи опалитов и вторичных кварцитов с алунином и серой (в более высокотемпературных фациях с диаспором, бемитом и пиритом). Вдали от разломов повышенная обводненность пород способствует развитию гидротермальных глин (площадная низкотемпературная аргиллизация). Образование глинистых метасоматитов связано с трещинной и трещинно-площадной циркуляцией подземных вод в основном по горизонтам вулканокластических пород, поэтому для вулканогенных глинистых метасоматитов характерна плащеобразная (рис. 67), пластовая (рис. 68) и многоярусная форма залегания. Мощность вулканогенных глин, по данным вулканологов, нередко превышает 300–400 м, а в туфах достигает многих сотен метров, что позволяет говорить о региональной аргиллизации или глинизации (Волостных, 1972; Казисын, 1972). Таким образом, изменения горных пород в современных вулканически активных областях часто огромны по масштабу и измеряются сотнями квадратных метров и даже десятками квадратных километров.

Установлено, что на гидротермальных полях под воздействием кислых вод, насыщенных газами, развиваются процессы каолинизации, а на глубине, в более щелочных условиях – процессы монтмориллонитизации.

Для залежей вулканогенных глин так же, как и для приразломных глинистых метасоматитов платформенного фундамента, характерно зональное строение первичных ореолов выщелачивания – зональность относительно земной поверхности, так как, чем ближе к поверхности, тем кислее растворы. Когда вулканогенные монтмориллонитовые и каолиновые глины встречаются среди древних вулканических комплексов, их, как правило, принимают за элювиальные образования – коры выветривания площадного типа – даже тогда, когда залежи глинистых метасоматитов сопровождаются телами вторичных кварцитов, содержащих высокоглиноземистые минералы.

Глинизация вулканических толщ всегда связана с периодами затишья вулканических извержений, с периодами, когда усиливается поствулканическая деятельность. Следовательно, гидротермальный вулканический процесс, приводящий к образованию глинистых метасоматитов, хотя и не синхронен формированию вулканических толщ, но связан с тем же циклом вулканизма. Поэтому вулканогенные глинистые метасоматиты могут быть встречены в любых тектонических структурах, вмещающих вулканические породы: в эв- и миогеосинклиналях, грабенах, вулканических бороздах, желобах и др., а также на дне океанов. Приведем некоторые примеры.

На Русской платформе вулканогенные глинистые метасоматиты связаны с вулканическими бороздами и желобами (рис. 69) зон магматической проницаемости (Новикова, 1971, 1973). Примером могут служить латеритные коры девонских эффузивов основного состава с. Нижний Мамон Воронежской антекли-

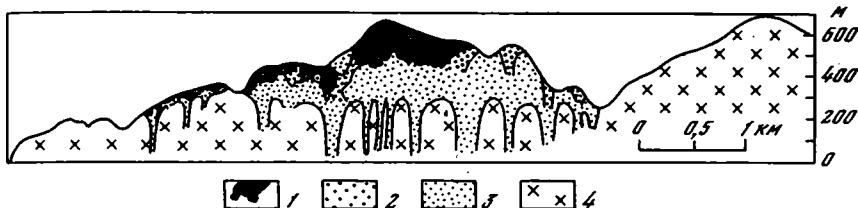


Рис. 67. Профиль поля гидротермально измененных пород в районе группы вулканов Амаги в Центральной Японии. По С.Ивао (Зеленов, 1972)

Породы: 1 - кремнистые, 2 - алунитовые, 3 - глинистые, 4 - первичные

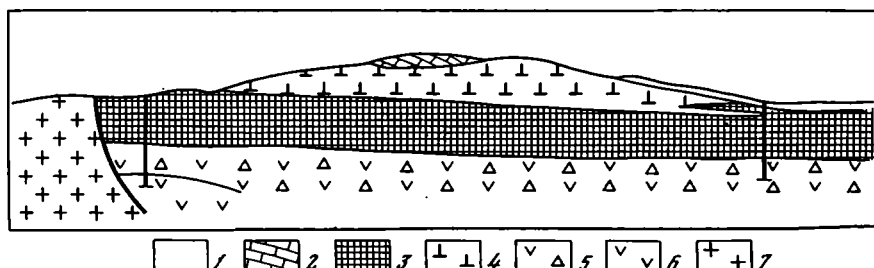
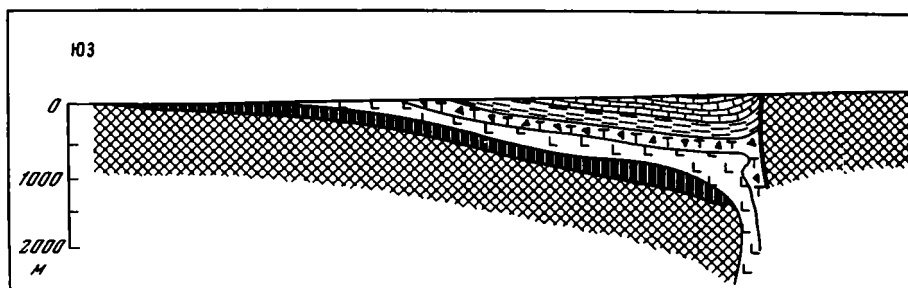


Рис. 68. Геологический профиль через центральный участок бентонитовой залежи Даш-Салахлы АзССР. По А.В. Керимову и Ш.А. Роджабовой (Ратеев и др., 1975)

1 - четвертичные отложения; 2 - известняки кампана; 3 - кондиционные бентонитовые глины; 4 - туфы андезитового состава; 5 - туфы бентонитизированные; 6 - трахиандезиты миндалекаменные и порфировые; 7 - экзотрузии

зы (Никитина, 1968), Южного Донбасса (Бокситы..., 1971), Татарского свода (Ситдигов, Филипповский, 1972) и др., а также, по-видимому, древняя кора выветривания покровных диабазов волинской серии венда в районе г.Ямполь (Метаморфизованные..., 1970), вторичные хлорит-монтмориллонитовые глины вулканических пород среднего карбона Днепровско-Донецкой впадины (Восанчук и др., 1972) и др.

На Урало-Сибирской эпигерцинской платформе вулканогенные глинистые метасоматиты тяготеют к тафросинклиналям пермо-триасового возраста и днищам юрских угленосных грабен (см.рис. 47 и 48). Примером могут служить многоярусные коры выветривания вулканических пород, вскрытые скважинами на разных стратиграфических уровнях Кушмурунского грабена Западно-Сибирской плиты (Сигов, 1957, 1969; Михайлов, Петровская, 1959; Вторушин, Ушатинский, 1960; Сахаров, 1969; и др.). Здесь скважины пересекают несколько горизонтов различных по мощности (от 1,5 до 33,4 м) разложенных до глины пород, которые, до сих пор относят к элювиальным образованиям, связанным с многократными перерывами в осадконакоплении.



На Уральском платформенном поднятии вулканогенные глины вскрыты в днище Орского грабена под триас-юрскими угленосными отложениями (рис. 70). Верхние горизонты глинизированной вулканической толщи, возможно, изменены древними элювиальными процессами. В целом весь этот комплекс пород описан как латеритная кора выветривания диабазовых порфиров силура (Черняховский, 1963б; Черняховский и др., 1975).

На платформенном орогене Средней Азии вулканогенные каолиновые глины подсечены скважинами в основании Ангренского грабена (рис. 71) и описаны как элювиальные коры выветривания кислых эффузивов пермо-триасового возраста (Петров, Рубанов, 1960; и др.). Вулканогенное их происхождение подтверждается развитием на продолжении разломов, ограничивающих Ангренский грабен, залежей алунита (Мирходжаев, 1967), вторичных кварцитов (Григорьев, 1965) и сульфидных месторождений (Туляганов, Горьковец, 1959).

Вулканогенные глинистые метасоматиты вскрыты скважинами и среди древних вулканических толщ складчатого платформенного фундамента. Примером может служить доживетская кора выветривания вулканитов нижнего девона Минусинской котловины (Луцкий, 1960) и доверхневендская кора выветривания туфогенных пород нижнего венда хр. Малый Каратау (Максумова, 1973).

В альпийской складчатой зоне Малого Кавказа, на Черноморском побережье Аджарии, вулканогенные хлорит-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые глины с реликтовой структурой туфов и гиалокластитов тесно связаны со среднеэоценовым трахибазальтовым эвгеосинклинальным комплексом Аджаро-Триалетской складчатой системы. Здесь они образовались в орогенный этап, в период, предшествующий заложению Гурийского предгорного прогиба (Разумова, 1971а). Однако большинство исследователей относит вулканогенные монтмориллонитовые глины Аджарии к элювиальным образованиям и включает их в элювиальный профиль красноземной плейстоцен-голоценовой коры выветривания (Белянкин, Петров, 1950; Роква, 1959; Лисицына, 1962; Петров, 1967; Черняховский, 1968а; Черняховский и др., 1975; и др.). К вулканогенным образованиям относятся и монтмориллонитизированные вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды в Закарпатье (Лебединский, Тарасенко, 1973а, б) и, вероятно, Тальша в Закавказье. Последние, однако, описаны А.Г. Черняховским (1968а) также как составная часть элювиального профиля.

На древних островных дугах вулканогенные глинистые метасоматиты связаны с вулканическими комплексами эв- и миогеосинклиналей (о. Куба).

Широко развиты вулканогенные монтмориллонитовые глины и в областях развития базальтового вулканизма на дне океанов (Бонатти, 1966; Мэтьюз, 1973; и др.).

Однако нужно отметить, что красноцветные продукты каолинового состава, слагающие верхние горизонты глинизированных вулканических толщ, развиваются как при гидротермальном метасоматическом выщелачивании, так и при наложении почвенно-элювиального процесса на вулканогенные монтмориллонитовые глины. Поэтому установить генезис верхней красноцветной зоны в разрезах гидротермально-глинизированных вулканогенных толщ часто очень трудно, а подчас практически невозможно (конвергентность процесса поверхностного и близповерхностного выщелачивания). Но гипергенная глинизация, как отмечает Ю.В. Казицын (1972), отличается от гидротермальной "размазанно-

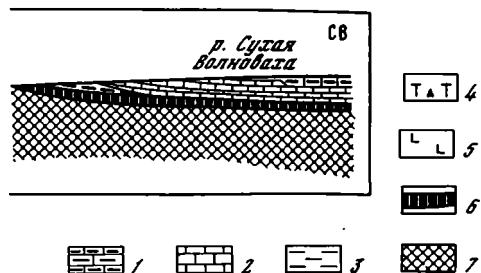


Рис. 69. Профиль Волновашского жёлоба конца нижнекаменноугольного времени (Новикова, 1969)

1 — верхневизейские отложения; 2 — отложения нижнего визе — турне; 3–6 — верхнедевонские отложения; 3 — серый девон; 4 — бурый девон; 5 — покровы базальтов; 6 — белый девон; 7 — кристаллические породы фундамента

стью" процесса, смешением вторичных и первичных минеральных ассоциаций и властью процесса.

Гипергенная каолинизация проявляется в самых поверхностных участках и минералогически характеризуется тонкозернистым строением новообразованных каолиновых агрегатов. Каолинизация же гидротермально-вадозного происхождения в вулканических комплексах, как в свое время указывал Н.И. Наковник, часто сопровождается окремнением, опализацией, цеолитизацией или другими минеральными проявлениями. Гидротермально-вадозный генезис верхней красноцветной каолиновой зоны определенно устанавливается в тех случаях, когда каолины содержат характерные для гидротермальных месторождений образования и сложены каолинитом с упорядоченной структурой.

Так, на Черноморском побережье Аджарии в районе с. Легва (район г. Махарадзе) в сочетании с вулканогенными монтмориллонитными глинами псаммитовых туфов трахитового состава широко развиты каолины, внешне сходные с малиново-красными каолинами, образовавшимися в процессе почвенно-элювиальной переработки вулканогенных монтмориллонитовых глин базальтовых пород р. Чаквы (Разумова, 1971б, см. гл. V). Однако в отличие от красноцветного элювия р. Чаквы красные каолины с. Легва лишены колломорфных выделений красных окислов железа почвенно-инфильтрационного происхождения, сложены чешуйчатым (а не дисперсным) каолинитом и содержат залежи вторичных кварцитов с алунитом. Присутствие последних служит подтверждением их гидротермально-вадозного происхождения. Но одновременно с этим железосодержащие вулканогенные монтмориллонитовые глины базальтовых пород, выве-

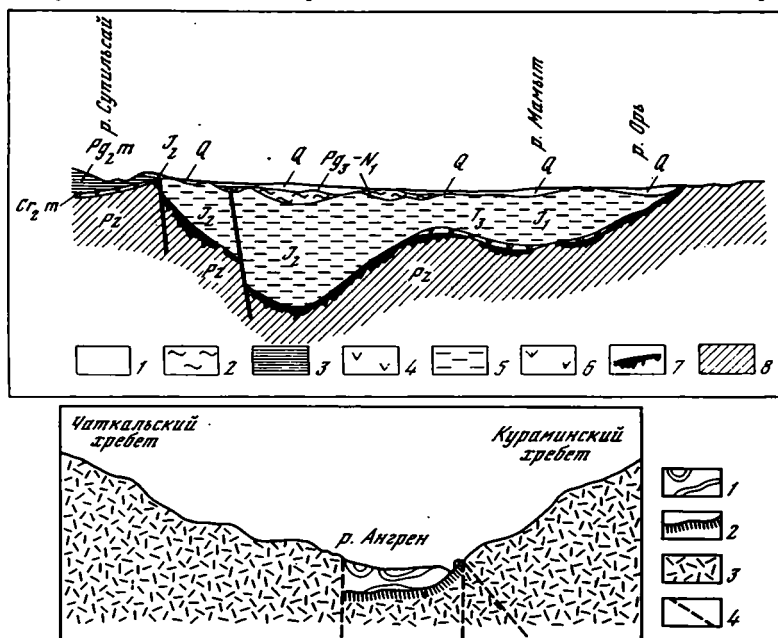


Рис. 70. Схематический разрез через Орскую депрессию Южного Урала, иллюстрирующий условия залегания древней коры выветривания эффузивного комплекса силур-девона (Черняховский, 1963б)

1 - четвертичные отложения (Q); 2 - аральская и катынарырская свиты (Pg_3-N_1); 3 - морской палеоген (Pg_2m); 4 - морской верхний мел (Cr_2m); 5 - юрские отложения (I_2); 6 - отложения рэт - лейаса (I_3-I_1); 7 - кора выветривания (P_3-I_1); 8 - палеозойские породы (Pz)

Рис. 71. Характер залегания древней коры выветривания в Ангренском грабене (Петров, 1964)

1 - мезо-кайнозойские отложения; 2 - древняя кора выветривания; 3 - эффузивные породы верхнего палеозоя и триаса; 4 - тектонические нарушения

ленные на дневную поверхность, легко подвергаются эпигенетической почвенно-элювиальной переработке, т.е. участвуют в почвенно-элювиальном процессе в качестве исходных материнских пород и разлагаются с образованием литологически сходных охристо-глинистых продуктов каолинового состава (Разумова, 1971а, б).

Наконец, монтмориллонитовые глины древних вулканических комплексов, попав в зону активного разлома, как и другие породы, подвергаются приразломному метасоматическому выщелачиванию и разлагаются с образованием глинистых продуктов каолинового состава. Примером может служить разрез р. Шулак-Сандык (притока р. Ишима), где эпигенетической приразломной каоинизацией захвачены вишнево-красные аргиллиты палеозойского комплекса монтмориллонитового состава с реликтовой структурой стекловидных туфов:

Монтмориллонитизированные стекло- → Каолины белые и фиолетово-белые с
затые туфы вишнево-красные, аргил- реликтовой структурой туфа
итоподобные

Для вулканогенных глинистых метасоматитов в целом характерны следующие особенности, которые позволяют отличить их от приразломных глинистых метасоматитов магматических и метаморфических пород платформенного фундамента:

1) пространственная приуроченность к вулканическим комплексам разных стратиграфических уровней и различных тектонических структур и отсутствие генетической связи с поверхностью древнего пенеплена;

2) площадная, пластовая и многоярусная формы залегания, унаследованная от вулканокластических пород;

3) сочетание разложенных до глины туфов и гялокластитов с плотными лавами (избирательный метасоматоз в зависимости от фильтрационных свойств горных пород), часто пропилитизированными (хлоритизированными или селадонитизированными), содержащими цеолиты и карбонаты;

4) широкое развитие среди глинистых продуктов разложения кислых пород глин бентонитового типа и иногда жильной фазы, выраженной в фациях вторичных кварцитов;

5) присутствие своеобразно построенных толщ шаровых базальтовых лав с разложенными до глин гялокластитами, включающими плотные базальтовые ядра;

6) близость по времени образования с материнскими породами. Так, разложенные до глины туфогенные породы нижнего венда хр. Малый Каратау в Южном Казахстане перекрыты верхневендскими отложениями (Максумова, 1973), а многоярусные коры выветривания Кушмурунского грабена приурочены к разным стратиграфическим уровням единой вулканогенной толщи пермо-триасового возраста (Сигов, 1957; и др.).

Формирование аккумулятивных кор выветривания (Полынов, 1934) в вулканически активных областях в некоторых случаях также связано, по-видимому, с вулканическим процессом. Например, формирование четвертичной известковистой кирасы - "известковистой корки пустынь" - в Восточной Африке связано, вероятно, с поствулканической стадией широко развитого здесь карбонатитового вулканизма. Натрокарбонатитовые лавы в Танганьике (вулкан Ольдоньо Ленгаи) продолжали изливаться еще в 1961 г. (Жабин, Самсонов, 1972), а в ряде мест до сих пор продолжается интенсивная сольфатарная деятельность (Добровольский, 1969).

Об участии в формировании известковистых кор (каличи) Восточной Африки эндогенных эманаций свидетельствует чрезвычайно высокая агрессивность карбонатных растворов (кальцитом метасоматически замещены скальные породы на глубину до 8 м от поверхности; Михайлов, 1970), присутствие в них стронция, концентрация которого более чем в 10 раз превышает кларк этого элемента (Добровольский, 1974), состав присутствующих микроэлементов (селен, хром, свинец, ванадий, иттрий, иттербий) и появление в некоторых случаях цеолитов и давсонита $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ (Волкова, Рекшицкая,

ганца, кобальта, свинца, бария и представляют собой легированные железные руды (Добровольский, 1971б, 1974). В Южной Родезии и Гане имеются марганцевые паншири (Добровольский, 1971а), а в Капской провинции Южно-Африканской Республики – алюмо-железофосфатные (Дю-Тайт, 1957).

Генетическая связь фосфатов с эндогенными процессами в настоящее время доказана Н.Г. Бродской (1974), а эндогенное происхождение многих месторождений марганцевых руд признается многими исследователями (Яншин, 1968; Дзюценидзе, 1970). Следовательно, в тектонически активных областях и латеритные паншири, и известковые коры могут иметь не только экзогенное, но и эндогенное происхождение. В.Н. Котляр (1970) подчеркивает, что для поверхностных условий естественно ожидать появления сложных сочетаний эндогенных гидротермальных и экзогенных инфильтрационных процессов.

РАЗЛОМНО-СТРАТИФОРМНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Древние коры выветривания этого типа также связаны с тектонической активностью платформенного фундамента. Они тяготеют к сквозным разломам, проникающим из фундамента в осадочный чехол. Поэтому метасоматическим преобразованием захвачены как прилегающие к разлому палеозойские породы, так и осадочные породы платформенного чехла. На Урало-Сибирской эпигерцинской платформе к данному типу образований относятся обеленные каолиновые коры мел-палеогенового возраста платформенного фундамента, белощветы осадочного чехла Уральского платформенного поднятия (Алешков, 1941а; Никифорова, 1948; Гуцаки, 1961, 1963; Сигов, 1963; Черняховский, 1966; и др.), Казахского нагорья (Никифорова, 1956; Разумова, 1956; Лавров, 1957, 1959; Лисицына, 1959; Черняховский, 1966; Долгополов, Бент, 1969; Тюрин, 1972; и др.) и горизонты выветривания Зайсанской котловины (Шеховский, 1973). В отличие от катаплатформенных приразломных красноцветных кор выветривания платформенного основания, коры выветривания рассматриваемого типа лишены вертикальной метасоматической зональности и представлены в палеозойских породах каолинизированными породами и маршаллитизированными известняками, а в осадочном чехле – обеленными толщами каолинового состава с разложенной до глины галькой неустойчивых пород. Белоцветные каолиновые коры развивались в осадочном чехле Урало-Сибирской эпигерцинской платформы по континентальным песчано-глинистым толщам от юрских до верхнеолигоценовых включительно. В горизонтах пластового выщелачивания обелены и каолинизированы все породы – и песчаные и глинистые.

Белоцветные каолиновые коры развивались на платформенных поднятиях (испытывающих слабое воздымание под влиянием отдельных орогенных движений), по-видимому, под экраном водонепроницаемых глинистых толщ, играющих роль региональных или местных водоупоров. Так, на Казахском нагорье в Тенгизской мульде процессы обеления и каолинизации осуществлялись, вероятно, под покровом монтмориллонитовых глин аральской свиты (нижне-среднего миоцена), а в Джезказганской мульде – глин морского палеогена. На склоне к Тургайскому прогибу (бассейн р. Ашитасы-Тургай) обеленные толщи среднего и верхнего олигоцена лежат непосредственно на палеозое или зажаты между морским палеогеном и глинами аральской свиты (см. рис. 61).

Очевидно разломы, возникавшие на платформенном этапе, нарушали герметичность осадочного чехла и создавали условия для перетока эндогенных эманаций из платформенного фундамента в осадочный чехол. Растворы и газы, поступавшие по разломам в фундаменте, двигаясь по проницаемым пластам и трещинам в осадочном чехле (Головин, Легошин, 1970; Гольштейн, Попов, 1972; Могаровский, 1974; и др.) обуславливали метасоматическое выщелачивание горных пород и попутно отлагали ряд элементов, т.е. приносили в горные породы одни вещества и выносили другие.

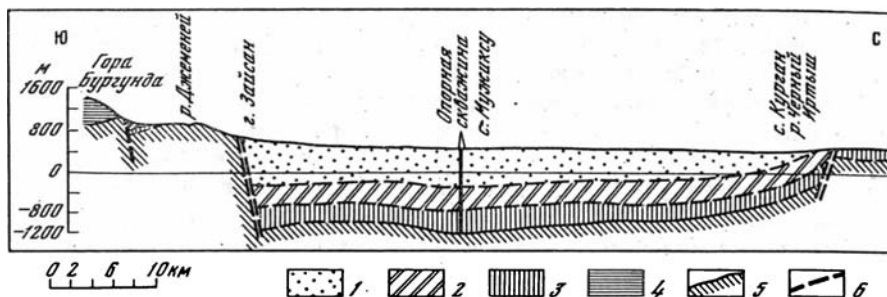


Рис. 73. Геологический разрез через Зайсанскую впадину. По В.К. Василенко (Туголесов, Яншин, 1966)

1 - палеоген; 2 - миоцен; 3 - палеоген; 4 - верхний палеозой; 5 - поверхность среднего палеозоя; 6 - сбросы

Разломы неоднократно обновлялись в течение мезо-кайнозоя вплоть до четвертичного периода, поэтому на платформенных поднятиях в ряде регионов устанавливается несколько эпох корообразования с отбеливающим каолиновым типом выветривания (или несколько эпох интенсивного размыва каолиновых кор палеозойского фундамента) и намечается некоторая последовательность в минералообразовании.

В Зайсанской котловине, оказавшейся на каком-то этапе геологической истории в зоне гидротермально-вадозного выщелачивания, континентальные песчано-глинистые толщи мел-палеогена также подверглись пластовому метасоматическому выщелачиванию. Поскольку прибортовые разломы возникли здесь после выполнения депрессии осадками (Туголесов, Яншин, 1966; рис. 73), то глинистые метасоматиты, представленные пестроцветами каолинового состава (рис. 74), слагают в мел-палеогеновой толще многоярусные пластовые залежи - "горизонты выветривания", которые у прибортовых разломов

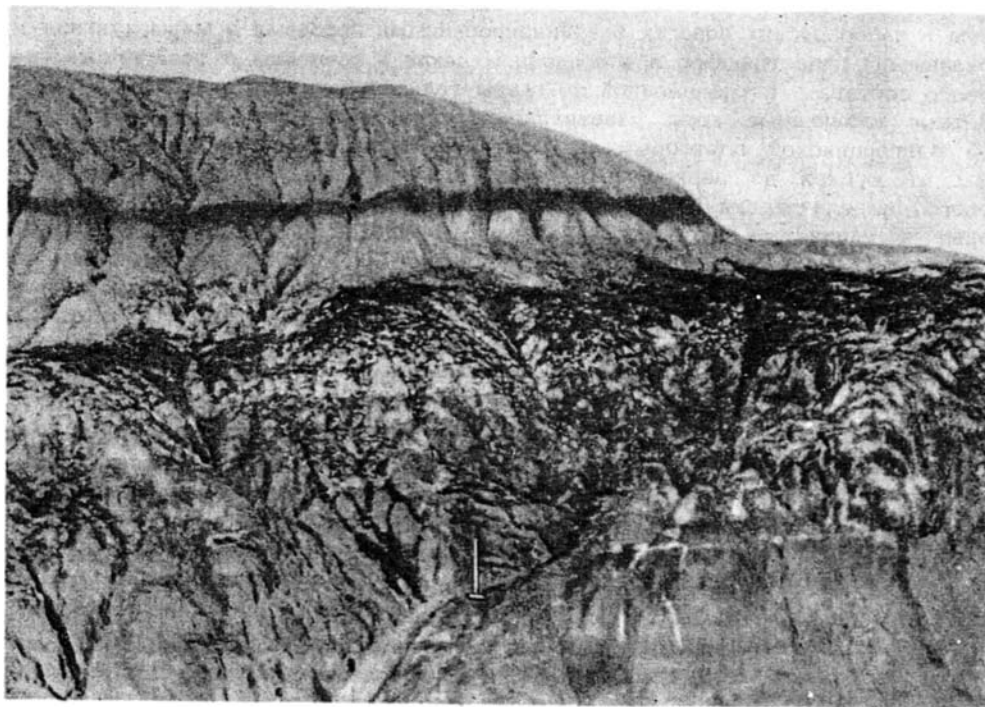


Рис. 74. Обнажение каолинизированных пород мел-палеогеновой толщи в Северном Призайсанье (Сеховский, 1973)

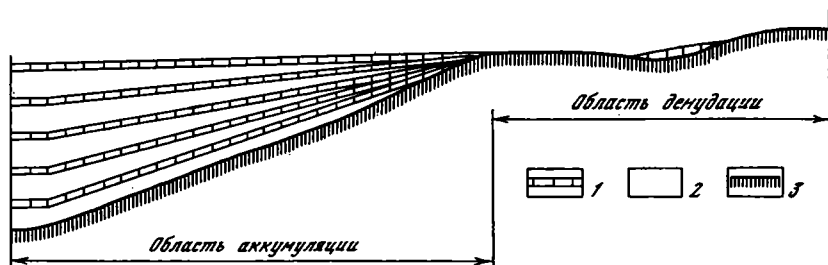


Рис. 75. Схема соотношения выветрелых и не измененных выветриванием пород в различных областях Восточного Казахстана (Цеховский, 1973)

1 - выветрелые породы; 2 - не измененные выветриванием породы мел-палеогеновой толщи; 3 - коры выветривания пород фундамента

сливаются в сплошную пестроцветную каолинитовую толщу (рис. 75). Пестроцветы пластового выщелачивания Зайсанской котловины рассматриваются Ю.Г. Цеховским (1973) как погребенные почвенные горизонты.

Каолиновые горизонты пластового выщелачивания на Казахском щите, так же как в Зайсанской котловине (Цеховский, 1973) и на Южном Урале (Алешков, 1941а; Черняховский, 1963а; Кравченко, 1964; Сигов, 1969; и др.), испещрены красными пятнами и разводами, придающими этим толщам характерную пеструю окраску, и сопровождаются интенсивным вторичным окремнением (Никифорова, 1956, 1960; Лавров, 1957, 1959; Разумова, 1961; Кирпаль, 1963; и др.). Окремнение проявляется в образовании различного размера гнезд, вертикально вытянутых жил корневидной формы, линз и прослоев. Весьма широко распространены гнезда и линзовидные залежи кремнистых песчаников с криптокристаллическим кварцевым цементом, в которых широко проявляется коррозия обломочных кварцевых зерен. При размыве таких толщ на поверхности палеозоя местами сохраняются кремнистые бутры и отмытые от песка плиты кремнистых песчаников. Последние нередко слагают целые поля.

В Тенгизской мульде в ассоциации с кремнистыми песчаниками встречаются обломки окремненной древесины черного цвета, очень похожие на кремнистый сланец. В Джезказганской мульде широко развиты опоконидные породы. В Чу-Сарысуйской депрессии, по данным К.В. Никифоровой (1956), окремнение приурочено к бортовым частям депрессии или к зонам тектонических нарушений.

Гидроокислы железа фиксируются в обеленных толщах не только в виде пятен и разводов, но нередко образуют среди глин пластообразные тела значительной протяженности или линзовидные залежи корково-желевакового строения. Среди песков развиты железистые песчаники. Встречаются и красные бобовые железяки, иногда с кремнистым цементом. Генезис последних не ясен.

Для обеленных толщ характерно присутствие колломорфных выделений аутигенных глинистых минералов: дисперсного каолинита, реже монтмориллонита. Аутигенные глинистые минералы ведут себя весьма агрессивно как в отношении обломочных кварцевых зерен, так и основной глинистой массы (Разумова, 1957, 1961). На Амангельдинском бокситовом месторождении аутигенным каолинитом замешены зерна кварца (Лисицына, 1959; Разумова, 1961) и раковины спириферид и продуктид (Лисицына, 1959; Патрикеев, 1971). С данным метасоматическим процессом связано, по-видимому, и обеление бокситоносной толщи Амангельдинского месторождения (Бенеславский, 1958; Разумова, 1961; Жуков, 1973).

Внутри обеленных песчано-глинистых толщ палеогена на Казахском нагорье скважинами вскрыты зеркала скольжения. К таким зонам приурочены интервалы с повышенной концентрацией свинца и других элементов. Все участки с повышенной концентрацией свинца, как правило, сильно омарганцованы и нередко содержат свинцовые минералы. Согласно данным Л.Д. Кудериной (1973), все эти эпигенетические изменения осадочных толщ связаны с разломами в

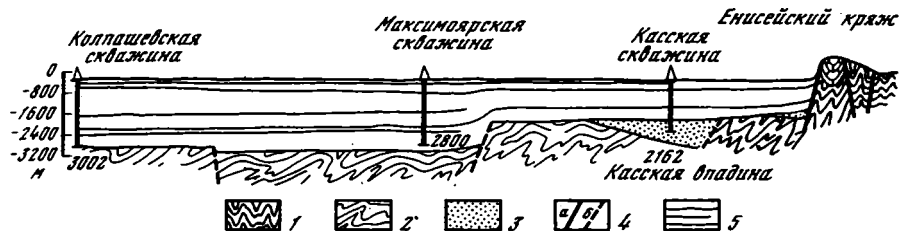


Рис. 76. Геологический профиль через южную часть приишимской части Западно-Сибирской плиты (Соболевская, 1973)

1 – байкалиды Енисейского края и погребенные; 2 – складчатый палеозой; 3 – молассоподобные образования среднего девона; 4 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 5 – осадочный чехол. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1:15

фундаменте: (молодыми и древними) и поступлением по ним напорных гидрокарбонатных вод, несущих разные элементы. Насыщенные углекислотой воды крайне агрессивны в отношении как силикатных, так и карбонатных пород (Королева, Лебедев, 1971). Разломы, к которым приурочены выходы турнейских каолинитизированных аргиллитов и маршаллитизированных известняков, как отмечают В.Н. Островский и М.А. Хардиайнен (1972), и сейчас обнаруживают аномальный состав вод. В обеленных мел-палеогеновых толщах Южного Урала А.Г. Черняховским (1963а) отмечены аутигенный алунит и барит.

Пестроцветные каолиновые горизонты пластового выщелачивания благодаря вертикальному расположению железистых пятен очень похожи на почвенные образования, поэтому их нередко описывают как погребенные почвенные горизонты. В отличие от горизонтов бескислородного пластового выщелачивания, описанных А.И. Перельманом (1968) и его последователями (Экзогенные..., 1962; Борисенко, 1973; и др.), эти горизонты развивались, по-видимому, под влиянием кислородсодержащих гидрокарбонатных вод (катагенез со слабоокислительной средой). Обеленные каолиновые горизонты пластового выщелачивания, неоднократно повторяющиеся в разрезе мезо-кайнозоя Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, в свое время были описаны автором и К.В. Никифоровой (Никифорова, Разумова, 1959; Никифорова, 1960; Разумова, 1961), а также другими исследователями (Лавров, 1957, 1959; Боголепов, 1967; Цеховский, 1973; и др.) как каолиновая формация гумидного типа.

В Джезказганской мульде каолинизированы и обелены одновременно как пологолежашие осадочные толщи среднего и верхнего палеозоя (аргиллиты, алевролиты и песчаники), так и покрывающие их мел-палеогеновые отложения. Поэтому провести границу между этими двумя резко отличными по возрасту и степени уплотнения, но одинаково измененными осадочными толщами часто очень трудно (Разумова, 1961). В приишимской части Казахского щита каолинизированные толщи палеозоя местами переполнены огромного размера гнездами и жилами красного железняка почковидного строения (Разумова, 1956; Вялухин, Бегешев, 1971). Исследования, проведенные Т.Н. Херасковой, показали, что конкреционные железняки гидрогематитового состава в Приишимье развивались в процессе каолинизации пород, первично обогащенных железистыми минералами, – песчаникам с хлоритовым цементом, пиритсодержащим углистым сланцам и сланцам, обогащенным гематитом.

С пластовым выщелачиванием каолинового типа связано, видимо, и образование беликовых толщ на Урале. В последних также была обнаружена галениговая минерализация (Буданов и др., 1968) и установлено региональное распространение рассеянной вкрапленности голяшита – $2\text{SrO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (Ренгарген, 1948). Белики присутствуют среди осадков олигоцена, мела и юры (Шуб, 1969). В никеленосных корах выветривания серпентинитовых пород Урала с данным процессом связано, по-видимому, формирование вторич-

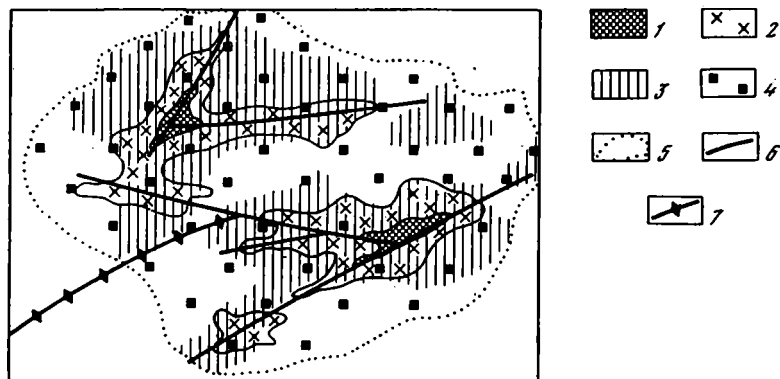


Рис. 77. Схема распространения изменений углисто-битумного типа в плане (Щеточкин, 1970)

1 — окремнение и каолинизация; 2 — карбонатизация; 3 — битуминизация; 4 — пиритизация; 5 — граница распространения изменений углеислос-битумного типа; 6 — разрывные нарушения; 7 — ось антиклинальной структуры

ных по отношению к нонтронитовому профилю бурых бесструктурных охр с гнездами бурых железняков (Сысоев, 1975; и др.).

Платформенный фундамент Урало-Сибирской эпигерцинской платформы под влиянием отдаленных орогенных движений, связанных с ростом и разрастанием Среднеазиатского горного пояса (Петрушевский, 1955), подвергался дроблению и короблению не только на испытывающих слабое воздымание платформенных поднятиях, слабо перекрытых осадочным чехлом, но и на сильно прогнутых участках синеклиз. Поэтому там, где платформенный фундамент опущен на большую глубину и перекрыт мощным осадочным чехлом, как, например, на Западно-Сибирской плите (рис. 76), уровень гидротермально-вадозной глинизации на каком-то этапе геологической истории также переместился в осадочный чехол. В результате в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты вдоль разломов, уходящих корнями в платформенный фундамент, возникли вертикальные залежи глинистых метасоматитов (Розин, Сердюк, 1970; Розин, 1974; и др.), а на Туранской плите — пластово-надтрещинные залежи (рис. 77) карбонатизированных, окремнелых и каолинизированных пород (Головин, Легошин, 1970; Щеточкин, 1970).

Для Западно-Сибирской плиты характерны крупные зоны разломов в фундаменте и осадочном чехле. Сам же артезианский бассейн мощного мезо-кайнозойского покрова отличается высокотемпературным режимом, наличием линейных геотермических аномалий, присутствием большого количества углекислоты в составе газов (до 96%), местами ассоциирующей с залежами нефти, а также залежей углекислого газа ювенильного происхождения, что обычно свойственно орогенным областям. Крепкие же рассолы отсутствуют не только в фоновых водах, но и в зонах аномалий (Кротова, 1973).

Причиной высокой проницаемости фундамента Западно-Сибирской плиты является региональное его прогибание, связанное, по мнению некоторых исследователей, с интенсивным магматизмом в триасовое время (Куликов, 1974; Суворов, Крылов, 1974).

В расположенном южнее Тургайском прогибе проявления вулканической деятельности отмечались в кайнозое. Кайнозойские вулканические породы обнаружены здесь недавно на небольшом участке в зоне пересечения долгоживущих глубинных разломов уральского и каратауского направлений. Молодой возраст вулканических пород доказывается тем, что на урочище Жаманшин покров стекловатых вулканических пород мощностью 0,8 м залегает на зеленых глинах палеогена (Кузнецов и др., 1974).

С миграцией глубинных флюидов связаны и многие другие эпигенетические процессы, протекающие в осадочных породах платформенного чехла (Минский,

1967; Буданов и др., 1968; Головин, Легошин, 1970; Кротова, 1971; Гольштейн, Попов, 1972; Новое в учении..., 1974; Розин, 1974; и др.). Наибольший перепад давления наблюдается в нижних водопроницаемых комплексах платформенного чехла, поэтому процессы каолинизации в осадочном чехле часто сосредоточены в зоне контакта с платформенным фундаментом.

Водонапорные системы, с которыми на Урало-Сибирской эпигерцинской платформе ассоциируют метасоматические изменения данного типа, по-видимому, генетически тесно связаны с возникновением гигантской водонапорной системы Тянь-шаньского орогена (Головин, Легошин, 1970).

ГЛИНИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗМЫВА ЛОКАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

В данном случае нас будут интересовать не почвенно-элювиальные образования вообще, а коры выветривания элювиального происхождения с мощными профилями, богатые глинистыми минералами, близкие по составу и облику к древним корам выветривания гидротермально-вадозного происхождения первых двух генетических типов (приразломных и внутриформационных вулканогенных). К элювиальным образованиям относятся так называемые латеритные, или красноземные коры.

В отличие от приразломных и вулканогенных кор выветривания элювиальные тропические коры развиваются без участия гидротерм и подчинены климатической зональности. От обычных почвенно-элювиальных горизонтов они отличаются тем, что развиваются в гумидных областях тропического и субтропического поясов не повсеместно, а избирательно, по подготовленным к выветриванию горным породам. К последним относятся в первую очередь приразломные и вулканогенные глинистые метасоматиты монтмориллонитового состава, а также, по-видимому, пропилитизированные туфы и гиалокластиты, обогащенные дисперсными хлоритами, т.е. породы, переработанные вторичными постмагматическими процессами. Такие породы выделяются среди других типов горных пород высокой эффективной пористостью (до 45–50% и более) и высоким содержанием зеленоцветных глинистых минералов (железистых монтмориллонитов и сапонитов, селадонитов, глинистых хлоритов и вермикулитов и др.), обладающих в поверхностных условиях (благодаря присутствию в решетке окисного или окисного и закисного железа) слабой устойчивостью и высокой химической активностью. На таких горных породах элювиальные и почвенные процессы достигают чрезвычайно большой интенсивности.

Элювиальные коры в отличие от обычных почвенно-элювиальных горизонтов характеризуются высоким содержанием глинистых минералов и достигают значительной мощности, но поскольку они являются вторичными образованиями, то наследуют области распространения глинистых метасоматитов гидротермально-вадозного происхождения и потому локально распространены. Так, на Либерийском шите, где элювиальный чехол занимает 90% площади, мощные латеритные коры выветривания пользуются весьма ограниченным распространением (Михайлов, 1966).

Таким образом, красноцветные элювиальные коры возникают в гумидных областях тропического и субтропического пояса в результате наложения элювиальной глинизации на гидротермально-вадозную. Поэтому красноцветные тропические коры приобретают большое региональное распространение в областях широкого развития приразломных и вулканогенных глинистых метасоматитов. Например, на Черноморском побережье Аджарии в условиях приморского субтропического климата красноземные почвенно-элювиальные образования, следуя области распространения вулканогенных монтмориллонитовых глин среднего эоцена, протягиваются на 50 км при ширине полосы до 4–5 км (Разумова, 1971а). В Закарпатье красноземная элювиальная кора также регионально распространена и генетически тесно связана с областью развития вулканогенных глин эоцена Выгорлат-Гутинской гряды (Лебединский, Тарасенко, 1973а, б). На о. Куба латеритные коры охристого состава (и продукты их перемыва)

тяготееют к области развития древней охристо-нонтронитовой коры выветривания гипербазитов (Финько, Корин, 1968; и др.).

Приведенные примеры достаточно хорошо иллюстрируют генетическую приуроченность красноцветных элювиальных кор выветривания к областям развития глинистых метасоматитов гидротермально-вадозного происхождения и подтверждают их вторичный, наложенный характер. И.И. Гинзбург (1963а) в свое время обращал внимание на то, что формирование верхней красноцветной зоны в древних корях выветривания часто обусловлено выходами на дневную поверхность не стойких к выветриванию горных пород нижних горизонтов профиля.

На скальных породах, не измененных вторичными постмагматическими процессами, элювиальные коры значительной мощности, богатые глинистыми минералами (из-за низкой химической активности метеорных вод), вероятно, не образуются. Даже при вулканогенном гидротермально-вадозном выщелачивании, в котором участвуют нагретые вадозные воды, активизированные кислотными компонентами эндогенного происхождения, разложению подвергаются только наиболее пористые и наиболее интенсивно зеленокаменно измененные горизонты вулканокластических пород (туфы и гиадокластиты), тогда как лавовые горизонты остаются плотными, неизмененными.

В гумидных областях тропического и субтропического поясов красноцветные элювиальные коры часто ассоциируют с молодыми базальтовыми и долеритовыми покровами (молодые коры). Полный хорошо развитый красноземный почвенно-элювиальный профиль базальтовых пород состоит из двух горизонтов: красноземной почвы и красноцветной глинистой коры выветривания мощностью до 10 м и более.

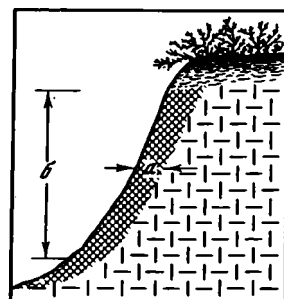
Красноцветные элювиальные коры базальтовых пород имеют гетит-каолиновый состав (каолинит дисперсный с неупорядоченной структурой или смешаннослойная фаза каолинит-монтмориллонит) и несут следы воздействия перекрывающей их красноземной почвы. С красноземным почвенным процессом связана аккумуляция в элювиальной толще гидроокислов алюминия, марганца и рентгеноаморфных красных гидроокислов железа, придающих верхним горизонтам коры выветривания яркую малиново-красную окраску. Освобождающиеся при почвенном элювиальном выщелачивании гидроокислы глинозема частично оседают вместе с железом в красноцветном подпочвенном иллювиальном горизонте (в виде алюмогеля вместе с колломорфным каолинитом), а частично уходят вниз и фиксируются в подошве разреза, образуя прерывистый, не всегда выраженный в разрезе эфемерный по мощности нижний гиббситовый иллювиальный горизонт (нижний горизонт метасоматических бокситов). Ф.В. Чухров (1974) отмечает, что, несмотря на интенсивное дренирование, количество гиббсита в современных тропических и экваториальных почвах очень невелико, причем особенно характерен он для подпочвенных горизонтов.

Таким образом, железо, алюминий и марганец приобретают значительную подвижность, когда в процесс включаются органические кислоты (Яковлева, 1958; Горещкий, 1960; и др.), т.е. при почвенном метасоматическом выщелачивании, так как в восстановительных условиях рудные компоненты, инертные в окислительной среде, приобретают значительную подвижность. Наибольшее количество глинозема освобождается, по-видимому, при каолинизации железо- и магнийсодержащих вулканогенных монтмориллонитовых и хлорит-монтмориллонитовых глин и, вероятно, пропилитизированных (обогащенных дисперсными хлоритами) базальтовых пород. Для появления в растворе свободных гидратов глинозема важно не общее содержание в исходной породе Al_2O_3 , а отношение суммы катионов к SiO_2 , т.е. степень насыщенности пород кремнеземом. В соответствии с этим для накопления свободных окислов глинозема при каолинизации горных пород наиболее перспективны высокопористые глиноземсодержащие глинистые метасоматиты полимиктового состава, в которых сумма катионов более (или равна) количеству кремнезема: $(K, Na_2O + (Ca, Mg, Fe)O + (Al, Fe)_2O_3 \geq SiO_2$. К таким породам относятся в первую очередь вулканические монтмориллонитовые глины базальтовых пород, сложенные триоктаэдрическим монтмориллонитом или хлорит-монтмориллонитом, и сильно пропилити-

шие о предшествующей переработке базальтовых пород. Но в большинстве случаев создается впечатление, что дисперсный каолинит развивается в таких корах непосредственно по призматическим кристаллам плагиоклаза, а то время как на месте цветных минералов (оливина, авгита и роговой обман) развиваются губчатые или сплошные псевдоморфозы гетита.

Дисперсный каолинит с неупорядоченной структурой (или метагаллазит) развивается и по гранитам, и по фонолитовым игнимбрикам. В первичных же каолинах древних кор выветривания развит чешуйчатый каолинит с упорядоченной структурой. К какому генетическому типу относятся "метагаллазитовые" коры тропиков и субтропиков, пока сказать трудно. Если они относятся к элювиальным образованиям и развиваются по скальным породам, то придется признать, что коры

Рис. 78. Истинная (а) и мнимая (б) мощность четвертичного элювия, развитого на среднеэоценовых вулканогенных глинах базальтовых пород Черноморского побережья Аджарии



выветривания глинистого состава значительной мощности могут развиваться элювиальным путем и непосредственно по свежим, не измененным вторичными процессами скальным породам. Однако такому выводу противоречит локальное распространение метагаллазитовых кор выветривания.

Элювиальный процесс, приводящий к формированию красноцветных глинистых продуктов, развивается в гумидных областях тропического и субтропического поясов, на оголенных, лишенных растительности склонах, сложенных химически активными горными породами. От почвы элювий отличается отсутствием биогенной аккумуляции химических элементов под влиянием растительности (Перельман, 1974). Элювий и почва парагенетически тесно связаны, хотя и могут развиваться одновременно и накладываться друг на друга.

Химическое выветривание выражается в превращении составных частей горных пород в соединения, устойчивые при данных климатических условиях. Во влажных тропиках и субтропиках к таким устойчивым новообразованным минералам относятся: дисперсный каолинит с неупорядоченной структурой, гетит и гидрогетит, а также освобождающиеся в процессе выщелачивания и осаждающиеся в виде коллоидных масс гидроокислы железа, алюминия и марганца.

Красноцветные элювиальные коры выветривания тропиков и субтропиков имеют ограниченную мощность и не сравнимы по мощности и масштабу процесса с древними кора́ми гидротермально-вадозного генезиса. Но мощность красноцветных элювиальных кор часто завышается. Так, на Черноморском побережье Аджарии, там, где зона предгорий сложена легко поддающимися выветриванию глинистыми метасоматитами вулканогенного происхождения (Разумова, 1971а), и развит контрастный рельеф типа "бедленд", охристо-каолиновый элювий развивается на вулканогенных железосодержащих монтмориллонитовых глинах базальтовых пород не только на пологих, но и на крутых скалах с уклоном до 30–40° (Черняховский, 1968а). Поэтому за мощность элювия принимается не истинная мощность красноцветного элювиального чехла, а вся вскрытая разрезом вертикальная мощность обохренной и каолинизированной с поверхности толщи вулканогенных глин (рис. 78).

При определении возраста красноцветных элювиальных кор также возникают большие разногласия. Например, возраст красноцветной коры выветривания Черноморского побережья Аджарии по гидротермально-глинизированным вулканитам третичный, а по красноземам – плейстоцен-голоценовый и современный (Разумова, 1971а).

Вполне естественно, что мощные элювиальные коры глинистого состава развиваются наиболее интенсивно по химически активным горным породам или, как их часто называют, горным породам, подготовленным к выветриванию, т.е. по породам, богатым вторичными зеленоцветными глинистыми минералами. Особенно химически активны породы, богатые глинистыми минералами, содержащими закисное железо. Подтверждением может служить кислородное "голодание" в карьерах Японии. По данным Н. Кахиама и Х. Хаиши (1974), в атмосфере карьера по добыче туфа содержится только 19% кислорода. Причина этого — быстрое поглощение кислорода вскрываемыми при разработке туфами, богатыми глинистыми минералами группы смектита, содержащими до 10% FeO. На воздухе в течение нескольких дней, а иногда даже часов, цвет таких минералов изменяется от синевато-серого через черный до коричневого вследствие окисления закисного железа в окисное без разрушения кристаллической решетки минерала (без образования окислов и гидроокислов железа). При более длительном воздействии поверхностных агентов железосодержащие глинистые минералы в гумидных условиях тропического и субтропического поясов разлагаются с образованием дисперсного каолинита с неупорядоченной структурой и гетита или одних окислов железа.

В результате зоны и поля, сложенные такими подготовленными к выветриванию гидротермально-монтмориллонитизированными породами, в благоприятных для выветривания климатических условиях превращаются в особые автономные геохимические провинции — "оазисы" интенсивного развития красноцветного каолинового или охристого элювия и почв с мощными профилями и высоким содержанием глинистых минералов, не имеющих себе равных по масштабу и интенсивности процесса в областях, сложенных скальными породами. Парагенез зеленоцветных гидротермальных глин с красноцветными глинами и охрами почвенно-элювиального происхождения весьма характерен для таких регионов (Монато Масао и др., 1968; Финько, Корин, 1968; Разумова, 1972, 1973; Лебединский, Тарасенко, 1973а, б; и др.).

Л. Самуэльсон (Samuelsson, 1973), изучавший особенности выветривания горных пород в Швеции и Саудовской Аравии, также отмечает, что наиболее интенсивному выветриванию подвергаются участки горных пород, переработанных постмагматическими процессами. Ф. Уокер и А. Польдерварт (1950), описывая выветривание траппов Карру Южно-Африканской Республики, также указывают, что породы с резко выраженным гидротермальным изменением обладают склонностью к дальнейшему атмосферному изменению.

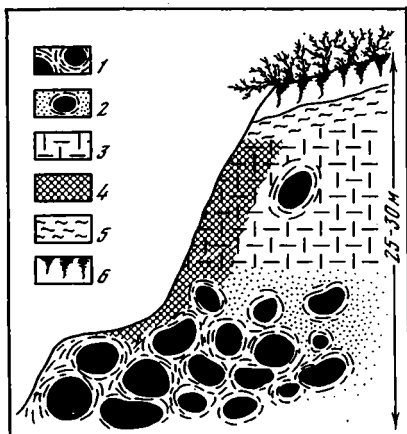
Почвоведы давно обратили внимание на необычно высокую активность почвенно-элювиальных процессов в вулканических областях и выделили даже особые интразональные коры выветривания и почвы, возникшие под влиянием особого литологического состава исходных пород. Выделение такого типа почвенно-элювиальных образований само по себе показывает, какую огромную роль играет в почвенном и элювиальном процессе состав исходных пород.

Почвообразующими породами в областях развития гидротермально глинизированных пород в большинстве случаев являются не коренные породы, а делювиальные суглинки, образованные перетолженным мелкоземом коренных пород (Ганссен, 1962). В гумидных областях тропиков и субтропиков в связи с широким развитием солифлюкционных и делювиальных процессов покровные суглинки развиваются на различных гипсометрических уровнях и элементах рельефа, включая склоны небольшой крутизны, и плащеобразно перекрывают большие пространства.

Так, например, на Черноморском побережье Аджарии, в области сплошного развития вулканогенных глин эоцена, в связи с интенсивным развитием на склонах делювиальных процессов современные почвы красноземного типа также развиваются не на коренных породах, а по покровным суглинкам, образованным перетолженным мелкоземом коренных пород, в данном случае по перетолженному мелкозему вулканогенных монтмориллонитовых глин среднего эоцена с примесью хлорита и других минералов, заимствованных из пропилитизированных пород. Поэтому почвенный горизонт имеет часто более сложный минеральный

Рис. 79. Разрез коры выветривания, развитой на Черноморском побережье Аджарии по р. Чаква у с. Георгидзе (Разумова, 1974)

1 – шаровые базальтовые лавы; 2 – гиалокластит слабо монтмориллонитизированный, рассыпающийся в дресву; 3 – вулканогенные монтмориллонитовые глины с реликтовой структурой гиалокластита; 4 – склоновый охристо-каолиновый элювий вулканогенных монтмориллонитовых глин; 5 – горизонт вымывания почвенного слоя с колломорфными выделениями аутигенного каолинита, красных окислов железа, иногда алюмогеля; 6 – бурый почвенный суглинок делювиального типа, сверху гумусированный



состав, чем подстилающие почву породы элювиального комплекса. Развитый здесь красноземный почвенно-элювиальный профиль в разрезе р. Чаквы (рис. 79) имеет следующее строение (сверху вниз):

1. Почва красноземного типа (до 0,6–1 м) – желто-бурый суглинок, сложенный (снесенным с более высоких гипсометрических отметок и более или менее каолинизированным в процессе почвообразования) мелкоземом железосодержащих вулканогенных монтмориллонитовых глин с примесью хлорита и других компонентов (горизонт А), сверху серовато-бурый гумусированный с ореховатой структурой (горизонт A_1).

2. Резко выраженный горизонт вымывания (горизонт ВС) малиново-красного цвета (до 0,5–0,8 м) – более или менее каолинизированные вулканогенные монтмориллонитовые глины эоцена, пронизанные прожилками и втеками вязкого глинисто-железистого вещества. Последние сложены колломорфными выделениями аутигенного каолинита и красных рентгеноаморфных гидроокислов железа почвенно-инфильтрационного происхождения, иногда с примесью алюмогеля. На границе элювиального горизонта А и горизонта ВС иногда развит глинистый иллювиальный горизонт оранжево-красного цвета (горизонт В), сложенный вязкой, богатой органико-глинисто-железистыми гелями массой, в сухом виде охристо-желтого цвета (до 0,2–0,3 м). Но этот горизонт присутствует не всегда.

3. Залегающие ниже зеленовато-серые монтмориллонитовые глины (монтмориллонит триоктаэдрический) среднего эоцена со структурой хлорит-витробазальтового гиалокластита (горизонт С) и остаточными базальтовыми ядрами с поверхности более или менее сильно обохрены и окрашены в палевые цвета, а местами превращены в бурый трухлявый элювий гетит-каолинистового состава (каолинит дисперсный с неупорядоченной структурой или смешаннослойная фаза каолинит-монтмориллонит) с налетами гидроокислов марганца вдоль трещин. Концентры сфероидов, облекающие базальтовые ядра (сложенные хлорит-базальтовым гиалокластитом), в сильно обохренных участках также сильно выщелочены и превращены в желто-бурую и красно-бурую охристую, сильно пористую породу, известную в зарубежной литературе под названием "пряник" (табл. 16). Такая сильно разложившаяся охристая масса, облекающая базальтовые ядра, а также сами базальтовые ядра, с краев иногда заметно гиббситизированы.

Гиббситизация пород в основании элювиального профиля связана, по-видимому, с просачиванием глиноземсодержащих растворов сверху из почвенного горизонта. Гиббсит в базальтовых ядрах метасоматически замещает полевые шпаты и другие компоненты породы, часто ассоциирует с колломорфными выделениями алюмогеля почвенного облика и встречается в плотных лавах подошвы разреза в виде секущих прожилков (Горёцкий, 1960).

Инфильтрационное происхождение гиббсита подтверждается неравномерным, пятнистым его распространением в разрезе, присутствием в различного типа

Таблица 16

Характеристика вулканогенных пород базальтового комплекса среднего

Компоненты	Вулканогенный базальтовый комплекс			
	Базальт миндалекаменный (из краевых частей базальтового ядра)	Гиалокластит хлорит-базальтовый (из концентратов сфероида, облекающего базальтовое ядро)	Дресва хлорит-базальтового гиалокластита (слабо монтмориллонитизированный гиалокластит)	Вулканогенная монтмориллонитовая глина с реликтовой структурой хлорит-витро-базальтового гиалокластита (слабо обохрененная)
	Обр. 315-1	Обр. 315-2	Обр. 315-3	Обр. 315-5
SiO ₂	44,51	43,39	45,96	40,88
TiO ₂	1,11	1,02	1,02	1,37
Al ₂ O ₃	16,23	16,61	17,63	18,78
Fe ₂ O ₃	4,46	7,91	7,52	15,03
FeO	5,11	2,98	2,52	0,14
MnO	0,18	0,16	0,16	0,27
MgO	7,53	8,31	5,77	5,54
CaO	11,97	7,23	8,08	1,25
Na ₂ O	1,51	0,99	1,89	0,17
K ₂ O	1,07	1,88	2,10	1,87
H ₂ O ⁺	3,45	5,94	4,49	7,63
H ₂ O ⁻	2,33	3,83	3,24	6,96
P ₂ O ₅	0,27	0,35	0,27	0,03
C	-	-	-	-
Сумма	99,83	100,60	100,65	99,92
Пористость, %	8-10	-	-	40-45
Объемный вес, г/см ³	2,57-2,67	2,10	2,25	1,25-1,55
Термические остановки	Эндотермические при 130, 600 и при 830°, переходящая в экзотермическую при 930°	Эндотермические при 130, 520 и при 830°, переходящая в экзотермическую при 890°	Эндотермические при 130, 550 и при 850°, переходящая в экзотермическую при 890°	Эндотермические при 150, 560 и при 860°, переходящая в экзотермическую при 900°

Наложенный почвенно-элювиальный комплекс			
Бурая охра с гиббситом ("пряник") с реликтовой структурой хлорит-базальтового гиадокластита (из центра сфероидов, прилегающего к базальтовому ядру)	Бурый окристок-каолиновой элювий вулканогенных монтмориллонитовых глин (элювий склона)	Малиново-красный каолиновый элювий вулканогенных монтмориллонитовых глин, захваченный почвенным илювиальным процессом (из под почвенного слоя)	Серовато-бурый делювиальный суглинок почвенного слоя (перестроженный мелкозем в основном вулканогенных монтмориллонитовых глин, переработанный почвенным элювиальным процессом)
Обр. 14-7	Обр. 14-14	Обр. 315-10	Обр. 14-2
11,37	35,78	31,97	46,03
2,96	1,40	1,67	1,65
31,31	25,16	27,78	22,72
29,32	17,06	17,29	10,16
1,36	0,55	0,42	1,21
0,22	0,36	0,21	0,08
0,60	0,76	1,96	0,85
0,60	0,45	0,63	0,46
0,05	0,05	0,09	0,15
0,25	0,36	0,31	0,79
17,21	11,53	12,27	10,68
3,41	6,23	4,37	4,08
0,77	Не опр.	0,03	0,21
0,04	0,11	-	1,07
99,47	99,93	99,06	100,28
52,2-54,9	60,39	64-66	38,2-40,2
1,24-1,17	1,05	0,95-1,02	1,52-1,57

Эндотермические при 130, 310° (гиббситовая) и слабо выраженная при 510°; экзотермическая при 820° (слабая) и 980°

Эндотермические при 120 и 550°; экзотермическая при 850°

Эндотермические при 120° и 570°, экзотермическая при 900°

Эндотермические при 180 и 585°; экзотермические при 400° (разложение органики) и 920°

Таблица 16 (окончание)

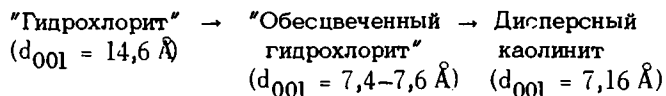
Компоненты	Обр. 315-1	Обр. 315-2	Обр. 315-3	Обр. 315-5
Рентгено-грамм фр. < 0,001 мм (по Б.А. Сахарову)	Хлорит разбухающий: $d_{001} = 14,7 \text{ \AA}$; в гли-церине $17,6 \text{ \AA}$; при $550^\circ - 13,8 \text{ \AA}$; $d_{060} = 1,542 \text{ \AA}$	-	1) Хлорит разбухающий: d_{001} в глицерине $18,0 \text{ \AA}$; при $550^\circ - 13,8 \text{ \AA}$. 2) Монтмориллонит триоктаэдрический: d_{001} в глицерине $18,0 \text{ \AA}$; при $550^\circ - 9,6 \text{ \AA}$; $d_{060} = 1,535 \text{ \AA}$	Монтмориллонит триоктаэдрический: $d_{001} = 14,7 \text{ \AA}$, в глицерине $17,7 \text{ \AA}$; при $550^\circ - 9,5 \text{ \AA}$; $d_{060} = 1,526 \text{ \AA}$

отложениях и на разных гипсометрических уровнях (в краевых частях базальтовых ядер, включенных в иллювиальный почвенный горизонт, в шаровых базальтах и в обохренных концентрах, облекающих базальтовые ядра подошвы вулканогенных монтмориллонитовых глин), а также постоянной ассоциацией с алюмогелем в более или менее каолинизированных отложениях четвертичных террас (Яковлева, 1958; Горещкий, 1960; Лисицына, 1962; Черняховский, 1968б).

Связь свободных гидратов глинозема с современным почвенным процессом подтверждается и присутствием Al_2O_3 в золе корней и листьев растений (Польнов, 1956) и в поровых водах (Горещкий, 1960; Сапрыкина, 1963), а также наличием инкрустированных гиббситом губчатых псевдоморфоз гетита по фенокристаллам пироксена, поскольку обохривание пироксена в глинистых продуктах связано с современным элювиальным процессом (Лисицына, 1962; Черняховский, 1968б; и др.). Таким образом, гиббситизация (латеритизация) пород красноцветной элювиальной коры выветривания, протекающая с образованием подпочвенного и "нижнего бокситового горизонта" (метасоматических бокситов подошвы разреза), связана с современным почвенным процессом.

При элювиальном обохривании вулканогенных монтмориллонитовых глин базальтовых пород сохранившиеся фенокристаллы пироксена разрушаются с образованием остаточной охристой сетки, а основная железосодержащая глинистая масса монтмориллонитового состава разлагается с образованием смешанно-слоистой фазы каолинит-монтмориллонит (Сахаров, 1974; Дриц, Сахаров, 1974; Смешаннослойные..., 1974; Черняховский и др., 1975) и бурых окислов железа (Лисицына, 1962; Разумова, 1971б; Черняховский, 1968б; и др.).

Смешаннослойный монтмориллонит-каолинит в свое время был выделен В.Н.Разумовой (1967) по оптическим данным как промежуточный продукт на пути преобразования "гидрохлорита" в каолинит и описан под условным названием "ферришамозит" или "обесцвеченный гидрохлорит":



В дальнейшем при применении более совершенных рентгеновских методов оказалось, что "гидрохлорит" является триоктаэдрическим монтмориллонитом

Обр. 14-7	Обр. 14-14	Обр. 315-10	Обр. 14-2
-	Монтморилло- нит-каолинит: $d_{001}=7,6 \text{ \AA}$; при 550° - рентгеноамор- фен; $d_{060} =$ $= 1,490 \text{ \AA}$	Монтморилло- нит-каолинит: $d_{001} =$ $= 7,3 \text{ \AA}$, в гли- церине - $7,6 \text{ \AA}$; при 550° -рент- геноаморфен (в отличие от као- линита при 250° не разрушается); $d_{060} =$ $= 1,496 \text{ \AA}$	-

(Разумова, 19686), а "ферришамозит", или "обесцвеченный гидрохлорит", - смешаннослойным монтмориллонит-каолинитом (Дриц, Сахаров, 1974; Сахаров, 1974; Смешаннослойные..., 1974).

Триоктаэдрический
монтмориллонит
($d_{001} = 14,6 \text{ \AA}$, в гли-
церине $17 \text{ \AA}$,
 $d_{060} = 1,53 \text{ \AA}$)

Смешаннослойный
монтмориллонит-каолинит
($d_{001} = 7,4-7,6 \text{ \AA}$,
 $d_{060} = 1,48-1,49 \text{ \AA}$).

Широкое развитие на поверхности выходов разложенных до глины базальтовых пород бурсокрашенного каолинового элювия маскирует присутствие в разрезе зеленовато-серых вулканогенных монтмориллонитовых глин, так как весь разрез становится с поверхности бурым и красновато-бурым и потому, как правило, принимается исследователями за единый почвенно-элювиальный профиль базальтовых пород. Красноземный почвенно-элювиальный профиль базальтовых пород р. Чаквы может быть принят за опорный - за генотип тропических элювиальных кор выветривания базальтовых пород.

Сравнение разрезов латеритных кор выветривания молодых базальтовых покровов гумидных областей тропического и субтропического поясов с разрезом красноземной коры выветривания Черноморского побережья Аджарии показывает, что перед нами образования аналогичного типа. Вывод этот подтверждается присутствием плотных базальтовых ядер среди каолинизированных и обожженных пород (характерных для шаровых базальтовых лав, богатых гиалокластитовым материалом), а также локальным распространением самих красноцветных элювиальных кор выветривания. Близкое разрезу р. Чаквы строение имеют латеритные профили выветривания базальтовых пород: р. Конкуре в Западной Африке (Лажуани, Бонифа, 1964) и на юге Африки (Дю-Тайт, 1957), разрезы тропических кор, описанные Н.А. Лисицкой во Вьетнаме (Лисицкая, 1967) и на островах Тихого океана (Лисицкая, 1970), В.П. Петровым (1962, 1967) на о. Хайнань и др.

В качестве примера приведем описание тропических кор выветривания базальтовых пород островов Тихого океана. Согласно данным Н.А. Лисицкой (1970), на базальтах вулканических островов Тихого океана тропические коры широко распространены и достигают значительной мощности. Строение их везде однообразное. Обычно они сложены оранжевыми, красно-бурыми или

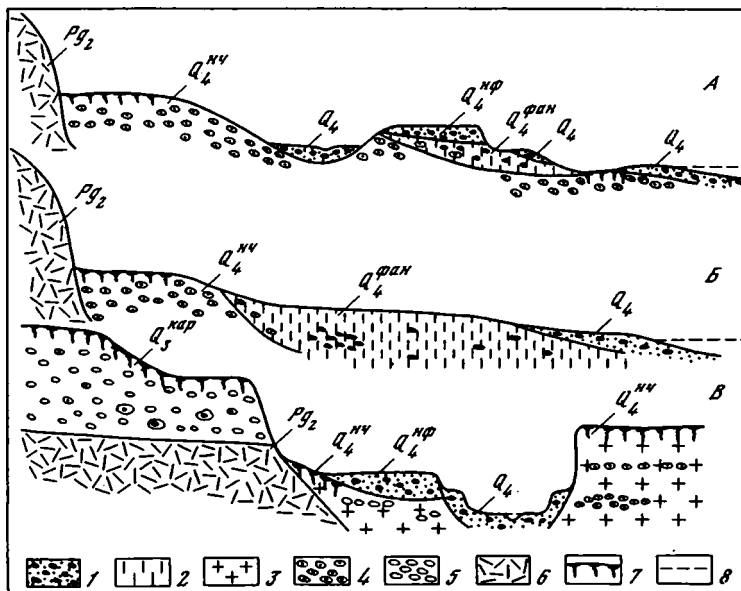


Рис. 80. Схематические профили четвертичных террас Черноморского побережья Аджарии (Черняховский, 1968б) в области площадного распространения вулканогенных монтмориллонитовых глин эоцена. А, Б — на территории государственного питомника Цихидзири, В — в низовьях р. Кинтриши

1 — свежие пески и галечники; 2 — суглинки темно-серые; 3 — красноцветные выветрелые пески и суглинки; 4 — выветрелые гальки с плотным ядром; 5 — выветрелые до глины гальки; 6 — красноцветная кора выветривания вулканических пород эоцена; 7 — зеброидная почва; 8 — уровень моря

Q_4 — современные аллювиальные и морские отложения; $Q_4^{нф}$ — нимфейская терраса; $Q_4^{фан}$ — фанаторийская терраса; $Q_4^{нч}$ — новочерноморская терраса, $Q_3^{кар}$ — позднекарангатская терраса; $P_{г2}$ — эоценовые породы коренного цоколя

шоколадно-коричневыми глинистыми породами, мощность которых на Гавайских островах достигает 40–50 м.

Строение их неоднородно. Среди глинистой массы наблюдаются плотные округлые и овальные ядра слабо выветрелого базальта, окруженные несколькими concentрическими оболочками менее плотного, измененного базальта, сохранившего первичную структуру. Граница между плотной породой ядра и оболочками обычно резкая, между оболочками и вмещающей глинистой массой — постепенная. Размер плотных ядер — от нескольких сантиметров до 1–1,5 м. Слабо выветрелые породы соответствуют ближним оболочкам около ядер, а сильно выветрелые — вмещающей глине.

Все авторы, изучавшие тропические коры выветривания, отмечают, что концентры, облекающие базальтовые ядра, часто содержат в значительных количествах гиббсит (до 50%), который замещает как вкрапленники, так и основную массу породы. Мощность гиббситизированной оболочки небольшая, часто измеряется сантиметрами и даже долями сантиметра. Основная глинистая масса, вмещающая базальтовые ядра с концентрическими скорлуповатого строения, имеет метагаллазитовый состав (глины сложены, вероятно, дисперсным каолинитом, а не метагаллазитом, так как $Nm = 1,556–1,558$, а низкотемпературная термическая остановка слабо выражена). Переход гиббситизированных, разрыхленных концентров сфероидов в глину постепенный. Следовательно, разрезы эти по строению и составу близки разрезу р. Чаквы Черноморского побережья Аджарии, принятого нами за генотип красноцветных тропических кор выветривания базальтовых пород.

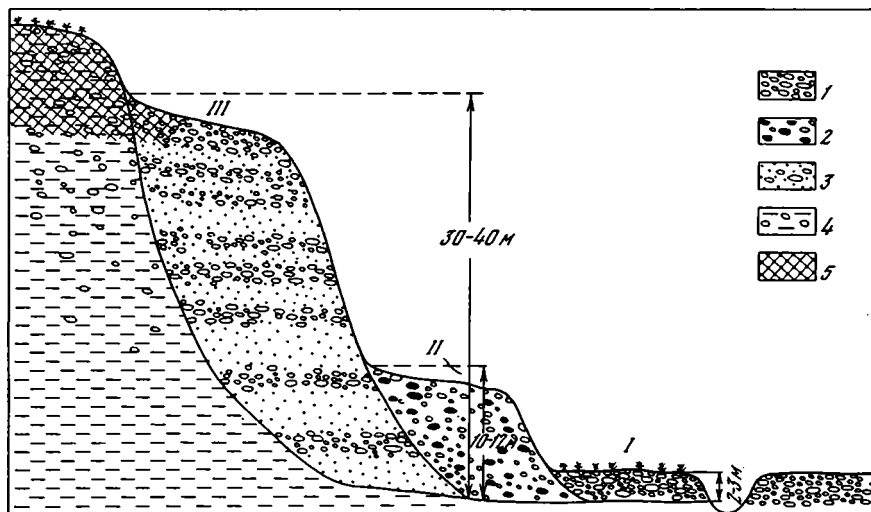


Рис. 81. Террасы на левом берегу р. Натанеби против г. Махарадзе (Лисицына, 1962)

1 — неизменные галечники I террасы; 2 — рыхлые конгломераты II террасы, содержащие гальку измененных выветриванием пород; 3 — рыхлые конгломераты и пески III террасы; 4 — серые глины неогена с прослоями конгломерата; 5 — породы, сильно измененные процессами выветривания

В областях площадного развития приразломных и вулканогенных глинистых метасоматитов широко распространены и продукты их ближнего перемыва глинистого и охристого состава (Финько, Корин, 1968; Лебединский, Тарасенко, 1973 а, б; и др.). Так, например, на Черноморском побережье Аджарии, в области площадного распространения вулканогенных монтмориллонитовых глин, глинистым материалом сложены пойменные фации аллювия речных террас. Такого типа отложения состоят в значительной степени из переотложенного мелкозема вулканогенных монтмориллонитовых глин (глиняные пески и алевриты), имеют микробрекчиевидное сложение и в соответствии с этим обладают повышенной эффективной пористостью. Поэтому подобно коренным вулканогенным монтмориллонитовым глинам эоцена они легко поддаются элювиальному метасоматическому выщелачиванию. Примером могут служить монтмориллонитовые глиняные пески и алевриты с галькой плотных пород новочерноморской (Q^4) террасы р. Кетриш, превращенные в красноземы каолинового состава (рис.80). Базальтовые ядра шаровых лав попадали в данном случае в аллювий в виде готовых валунов округлая форма которых является исходной, не связанной с окаткой обломков водой. Местами валунные горизонты состоят почти целиком из таких базальтовых ядер.

Отложения террас р. Натанеби, образовавшиеся в процессе размыва осадочных пород неогена, в отличие от первых разложены слабо (рис.81). Здесь элювиально хорошо переработаны лишь выведенные на поверхность галечные горизонты, сложенные галькой хлоритизированных и селадонитизированных пород, сцементированных глинистым крошевом вулканогенных монтмориллонитовых глин.

Таким образом, степень разложенности террасовых отложений изменяется в очень широких пределах и в значительной степени определяется первичным составом и пористостью слагающих их пород. Та же закономерность была подмечена В.М. Фридландом (1964) и во Вьетнаме.

На сильно переувлажненных участках Черноморского побережья Аджарии как на эродированной поверхности вулканогенных монтмориллонитовых и каолиновых глин эоцена, так и на четвертичных террасах, сложенных переотложенным мелкоземом вулканогенных монтмориллонитовых глин (в связи с возникновением восстановительных условий), развиваются процессы оглеения. В

этом случае в основании бурого почвенного суглинка появляются горизонтально вытянутые пятна и прожилки обеления (сложенные нередко колломорфными выделениями дисперсного каолинита), придающие породе характерный зеброидный облик, а местами развивается сплошной глинистый иллювиальный горизонт белесо-бурого или грязно-белого цвета (мощностью до 1,5 м), образованный колломорфной массой дисперсного каолинита творожистого сложения.

При периодическом же переувлажнении благодаря окислению присутствующих в растворе закисных форм железа развивается пестроцветный иллювиальный горизонт – горизонт зеброидных глин. В наиболее развитых профилях такой горизонт состоит из голубоватой мылоподобной глинистой массы дисперсного каолинита, среди которой располагаются причудливо очерченные вишнево-красные пятна или плотные стяжения красного глинистого железняка.

Глинистая масса каолинового состава, образовавшаяся в процессе оглеения, носит сливной характер, маловодопроницаема и обнаруживает следы перераспределения глинистого вещества. Такие зеброидные глины венчают высокие террасы, но в зачаточном виде развиваются нередко на увлажненных (даже крутых) склонах и в настоящее время.

На высоких террасах в кровле зеброидных глин развит маломощный (до 0,3 – 0,4 м) подзолистый горизонт, сложенный осветленным сильно промытым суглинком, с которым связаны плотные железо-марганцевые конкреции, образовавшиеся, вероятно, на поверхности водоупора под влиянием бокового притока растворов. В более северных районах Черноморского побережья, по р. Кодори, конкреции достигают 0,3–0,5 м в диаметре и местами переходят в сплошную железо-марганцевую плиту. Б.Б.Полынов (1956) отмечает, что зеброидные глины не встречаются выше 100 м над уровнем моря и приурочены преимущественно к холмам, примыкающим к речным долинам. Зеброидные глины высоких террас вторично обохрены. Процесс обохривания современный (Разумова, 1965). С данным элювиальным процессом связано и образование описанного выше бурого и красно-бурого окристого каолинового элювия на выходах эоценовых вулканогенных монтмориллонитовых глин базальтовых пород.

Красноземами почвоведы называют почвенно-элювиальные образования исходя не из красной окраски, а основываясь на сущности самого красноземного или аллитового (латеритного) процесса. Поэтому в красноземы в Прибатиумье попадают как красноцветные, так и буроокрашенные почвенно-элювиальные образования. Красноцветные (малиново-красные) продукты тяготеют к высоким террасам. Возраст их, по-видимому, среднеплейстоценовый (по Д.В.Церетели, 1966, послечаудинский), а буроцветных (бурых и красно-бурых) – голоценовый (послефаногорийский). На разновозрастность бурых и красноцветных почвенно-элювиальных образований указывают и побурение, и обохрение вскрытых эрозией ранее образовавшихся красноземов.

Таким образом, в пределах одной климатической зоны и на одних и тех же породах в зависимости от конкретных ландшафтных условий формируются почвенные профили различного типа. Как при красноземном процессе, так и при оглеении и элювиальном обохривании вулканических железосодержащих монтмориллонитовых глин базальтовых пород (несмотря на разнохарактерность всех этих процессов) во всех случаях развивается дисперсный каолинит с неупорядоченной структурой. Но в каолинитовом элювии агрегаты дисперсного каолинита (точнее каолинит-монтмориллонита) имитируют структуру вулканогенных монтмориллонитовых глин, а при оглеении в связи с образованием колломорфных каолиновых продуктов структура исходных пород (как структурных монтмориллонитов, так и каолиновых глин) постепенно стирается.

Выводимые из почв, элювия и оглеенных горизонтов растворенные и коллоидные вещества частично мигрируют вниз по разрезу и высаживаются на уровне грунтовых вод. В результате в отложениях низких морских и речных террас встречаются участки с необычно высоким содержанием колломорфных выделений дисперсного каолинита, алюмогеля и участки, инкрустированные гиббситом (Черняховский, 1968б). В прибрежной зоне, у станции Букнари, в отложениях низкой морской террасы отмечена интенсивная цементация песков

черно-бурыми гидроокислами железа. Особенно интенсивная фиксация коллоидов и растворенных в воде веществ осуществляется, по-видимому, в прибрежной полосе в зоне резкого колебания уровня грунтовых вод.

Приведенные почвенно-элювиальные и почвенные профили зоны предгорий Черноморского побережья Аджирии относятся к склоновым образованиям, поэтому формирование их осуществлялось при боковом притоке растворов (Шанцер, 1966). В результате для всех более или менее зрелых почвенно-элювиальных профилей прибрежной полосы характерны хорошо развитые иллювиальные горизонты, мощность которых во много раз превышает мощность синхронного элювиального горизонта почв, а почвенно-элювиальные профили (в связи с многократными размывами) нередко представляют собой многофазные образования. Так, в разрезе высокой террасы Анасуйского холма на склоне к р. Ачис-Шкали (Горещий, 1960) почвенный горизонт современного облика лежит на зеброидном иллювиальном горизонте древнего обезглавленного подзолистого профиля. Галечники, залегающие в подошве зеброидного иллювия, богатые галькой эффузивных пород, сильно гиббситизированы и окрашены в вишнево-красный цвет. На выходах они сильно вторично обохрены.

В настоящем разделе мы коснулись не только красноцветных "тропических" кор выветривания базальтовых пород, но и генетически с ними тесно связанных почвенных профилей, так как профиль элювиальный красноцветной коры выветривания, как было показано, несет следы воздействия красноземного почвенного процесса. Кроме того, иллювиальные почвенные горизонты, развитые на древних корях выветривания, до сих пор описывались как наложенные элювиальные образования. Примером может служить так называемый пестроцветный бейделлитовый элювий, развитый на нонtronитизированных серпентинитах древних кор выветривания Урала и Казахстана (Еремий, Корин, 1952; Бок и др., 1961; Разумова, 1963). Однако в свете приведенных выше данных перед нами не элювий, а пестроцветный иллювиальный горизонт древней подзолистой почвы, идентичный зеброидным глинам подзолистого почвенного профиля Черноморского побережья Аджирии.

Таким образом, кроме климатических типов элювия и почв, покрывающих всю поверхность Земли, существуют мощные элювиальные образования локального распространения, представляющие собой продукты почвенно-элювиальной переработки ранее образовавшихся древних кор выветривания гидротермально-вадозного происхождения. От обычного элювия такие полигенные (вулканогенно-элювиальные) коры выветривания отличаются мощными профилями, охристо-глинистым составом и локальным распространением.

Следует также отметить, что громадная роль почвенно-элювиального процесса как геологического фактора определяется не столько мощностью почвенно-элювиального покрова (мощность которого никогда не достигает больших размеров), а тем, что склоновый элювий, развивающийся на оголенных склонах гор и речных долин, служит поставщиком огромных масс обломочного материала для делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений. При смещении элювия вниз по склону вновь обнажаются коренные породы верхних частей склонов и тем самым в элювиальный процесс вовлекаются все новые и новые порции горных пород. Мощностъ и протяженностъ делювиальных накоплений часто огромна, особенно в районах с контрастным рельефом. Таким образом, интенсивностъ проявления элювиального процесса определяется не мощностью элювиальных горизонтов, а тем, что элювий является поставщиком громадных масс обломочного (в том числе глинистого) материала для других генетических типов горных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Если почвенно-элювиальные образования приурочены к поверхности Земли и представляют собой охристые, глинистые и щебенчатые образования реакционной каймы, развивающейся на поверхности Земли на границе с атмосферой и биосферой, то древние коры выветривания (глинистые метасоматиты зон разломов, тектонических и тектоно-магматических депрессий) связаны с контактовым ореолом платформенного фундамента – зоной активного взаимодействия грунтовых (вадозных) вод с эндогенными эманациями и растворами; поступающими с глубин по крутопадающим разломам фундамента. Реакционная активность платформенного фундамента обусловлена тем, что при орогенном воздымании и дроблении консолидированных массивов фундамента (аркогенезе) грунтовые воды опускаются вниз по разрезу, а навстречу им по разломам устремляются воды глубинной циркуляции и эндогенные растворы и газы. В результате в контактовом ореоле платформенного фундамента (охватывающем верхи консолидированного платформенного основания и низы осадочного платформенного чехла), формируются смешанные гидротермально-вадозные воды, которые и осуществляют в зонах разломов и ареолах их воздействия метасоматическое перерождение (гидротермально-вадозную глинизацию) горных пород.

Следовательно, древние коры выветривания можно рассматривать как глинистые продукты метасоматического выщелачивания контактового ореола платформенного фундамента, возникающие в зонах разломов в периоды тектонической и тектономагматической активизации платформенных (и складчатых) областей.

Эпохи орогенеза, с которыми связано формирование древних кор выветривания, характеризуются воздыманием консолидированных массивов, активным тектоническим режимом, дроблением пород, повышенным теплопотоком в зонах разломов и усилением гидротермальной деятельности.

В тех случаях, когда поверхностная окислительная кайма и контактовый ореол платформенного фундамента совмещаются (в результате контрастных тектонических движений и размыва осадочного чехла или когда гидротермально-вадозная глинизация в гумидных условиях тропиков и субтропиков осуществляется на поверхности Земли), происходит наложение почвенно-элювиальной глинизации на гидротермально-вадозную и формируются элювиальные коры выветривания.

Таким образом, древние коры выветривания – продукты гидротермально-вадозного выщелачивания и элювиальные коры – ассоциируют с различными реакционными поверхностями и представляют собой хотя и литологически сходные, но генетически и по масштабу процесса резко отличные образования. Будучи вторичными наложенными, элювиальные коры наследуют области распространения древних кор выветривания – глинистых метасоматитов зон разломов и вулканических комплексов. Наибольшего развития они достигают в областях, сложенных глинистыми продуктами разложения основных и ультраосновных пород, неустойчивыми в условиях поверхности Земли.

Приведенные материалы показывают, что в настоящее время уже нельзя безоговорочно относить древние коры выветривания к элювиальным образованиям, а в каждом конкретном случае нужно приводить данные, доказывающие, к ка-

кому из выделенных четырех генетических типов глинистых метасоматитов относится данное месторождение или группа месторождений. Сейчас безусловно настало время для обобщения всего того огромного и разнообразного материала, который накопился по древним корам за последние 30–40 лет, и время для объективного пересмотра генезиса древних кор выветривания. Вопрос этот весьма актуален, так как уточняет генезис месторождений многих полезных ископаемых и тем самым определяет дальнейшее направление поисковых и разведочных работ. Прежние представления, сложившиеся еще в 30–40 годы на относительно небольшом фактическом материале, в настоящее время уже устарели. Они не согласуются с новым фактическим материалом и потому требуют коренного пересмотра.

ЛИТЕРАТУРА

- Авакян Г.С. 1968. Об условиях образования Соригюхского месторождения бентонитовых глин. - "Изв. АН АрмССР. Науки о Земле", т.21, № 5.
- Агураева Н.В. 1972. Особенности гидротермального изменения пород на месторождениях исландского шпата в эффузивных траппах (бассейны среднего течения р. Нижней Тунгуски). - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 2.
- Адамович А.Ф., Чехович В.Д. 1964а. К вопросу об условиях образования коры выветривания в геосинклинальных областях (на примере Восточной Кубы). - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 9.
- Адамович А.Ф., Чехович В.Д. 1964б. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 39, № 1.
- Александров Г.В. 1974. Влияние пострудной блоковой тектоники на размещение гидротермального оруденения в Северо-Восточном Забайкалье. - "Сов. геология", № 4.
- Алешков А.Н. 1941а. О возрасте "кор выветривания" на Южном Урале. - "Природа", № 1.
- Алешков А.Н. 1941б. О происхождении Южно-Уральских месторождений никеля. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 3.
- Арманд А.Д., Граве Л.М., Кудлаева А.Л. 1969. Поверхности выравнивания и кор выветривания Мурманской области. - В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. К VIII конгрессу INQUA (Франция, 1969). Л., "Наука".
- Архангельский А.Д. 1937. Типы бокситов СССР и их генезис. - В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Архангельский Н.И. 1962. О тектонических закономерностях размещения полезных ископаемых в мезозое на восточном склоне Урала и в Зауралье. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5, М., Изд-во АН СССР.
- Архангельский Н.И. 1966. Возраст латеритного элювия, тектонические и географические условия его формирования. - В кн.: Тезисы докладов к Международному совещанию по корам выветривания Урала. Свердловск.
- Архипов А.С., Бучинская Н.И. 1972. Голчастый гетит из Криворіж्या - "Доповіді АН УРСР", № 12.
- Атаманов А.В., Афанасьев А.П. 1968. Нонтронит из коры выветривания монтчеллитовых пород Ковдорского массива. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., "Наука".
- Афанасьев А.П., Атаманов А.В. 1967. Кора выветривания на ультраосновных породах Ковдорского массива и связанные с ней месторождения вермикулита. - В кн.: Кора выветривания, вып. 8. М., "Наука".
- Афанасьев А.П., Лихачев А.С. 1974. Перспективы поисков каолиновых месторождений в восточной части Балтийского щита. - В кн.: Каолины. М., "Наука".
- Бакиров А.Г. 1969. Никеленосные коры выветривания Урала и их классификация. - "Изв. Томского политех. ин-та", т. 166.
- Басс Ю.Б. 1958. Бокситы юга Украины и их генезис. - В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. - М., Изд-во АН СССР.
- Бекмухаметов А.Е., Тасбулатова А.С. 1968. О селадоните из Сорского железорудного месторождения (Тургайский прогиб). - В кн.: Материалы Первой научной конференции молодых ученых АН КазССР. Алма-Ата, "Наука".
- Белянкин Д.С., Веселовская М.М., Петров В.П. 1949. О сериците вторичных кварцитов Коунрада. - "Труды ИГН АН СССР. Петрограф. сер.", вып. 106, № 30.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. 1950. Петрографический состав и происхождение Асканских глин. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 2.

- Бенеславский С.И. 1958. Минералогия осадочных бокситов. - В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР.
- Берри И.Л., Нарагэрэл З. 1971. Новые данные о месторождении углекислых минеральных вод Жанчивлин (МНР). - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 46, вып. 1.
- Бесходарнов В.Н., Коржнев Н.С. 1968. Новые данные о коре выветривания на ультраосновных породах Алтайского края. - В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Бетехтин А.Г. 1956. Курс минералогии М., Гостеолтехиздат.
- Бирин Л.М. 1973. Давсонит в коре выветривания карбона Белоруссии. - "Литол. и полезн. ископ.", № 1.
- Бобров Е.Т., Шипакина И.Г. 1969. Кора выветривания, развитая на биотит-плагноклазовых гнейсах. Восток и юго-восток Русской платформы. - В кн.: Додевонские коры выветривания Русской платформы. М., "Наука".
- Богатырев Б.А. 1970. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта. - В кн.: Кора выветривания, вып. 11. М., "Наука".
- Богатырев Б.А. 1971. Нижнемезозойские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии. Автореф. канд. дис. М.
- Боголепов В.Г. 1970. Вопросы методики исследований и классификации продуктов околорудных изменений. - В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Недра".
- Боголепов К.В. 1967. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука".
- Бок И.И., Есенов Ш.Е., Еремин В.К. 1961. Никелевые месторождения Джезказганско-Улутауского района, их изучение и перспективы. - В кн.: Большой Джезказган. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Бокситы платформенной части Украинской ССР, 1971. - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., "Наука". Авт.: Ю.Б. Басс., В.К. Рябчун, М.В. Славутский, Е.С. Шалыт.
- Бонатти Э. 1966. Механизмы глубоководного вулканизма в южной части Тихого океана. - В кн.: Второй международный океанографический конгресс. (Тезисы докладов). М., "Наука".
- Борисенко Е.Н. 1973. О перераспределении химических элементов при древнем оглеении в верхнепермских красноцветах Приуралья. - В кн.: Геохимия ландшафтов и процессы гипергенезиса. М., "Наука".
- Борисенко Л.Ф. 1969. О распределении скандия в гипербазитах и развивающихся на них корях выветривания. - "Геохимия", № 1.
- Борисов О.Г., Борисова В.Н. 1974. Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск, "Наука".
- Борисов О.Г., Власов Г.М. 1971. Восточно-Камчатский сероносный район. - В кн.: Вулканические серные и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., "Наука".
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. 1970. Роль коллоидных растворов при формировании околорудноизмененных пород на примере сульфидных месторождений, связанных с вулканогенными формациями. - В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Недра".
- Бородин К.Г. 1969. Строение и вещественный состав коры выветривания никелевого месторождения Северное. - В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Бородин К.Г. 1963. Строение и состав коры выветривания Черемшанского массива серпентинитов. - В кн.: Кора выветривания Урала. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Бородин К.Г., Витовская И.В. 1970. Контактково-карстовый подтип коры выветривания Уфалейского массива. - В кн.: Никеленосные коры выветривания Урала. М., "Наука".
- Бородин К.Г., Вохмянина Н.Д. 1973. О серпентинизации даек диоритов в коре выветривания ультраосновных пород на Северном Урале. - В кн.: Кора выветривания, вып. 12. М., "Наука".
- Бродская Н.Г. 1974. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М., "Наука". ("Труды ГИН АН СССР", вып. 258).
- Буданов Н.Д., Емельянов Г.Н., Юшкова С.О. 1968. Глубинные воды, особенности их состава и генезис. - "Сов. геология", № 5.
- Бурков В.В., Подпорина Е.К. 1974. Месторождения редких элементов в корях выветривания. - В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., "Наука".
- Бурмин Ю.А. 1969. Редкометалльные остаточные россыпи в Мугоджарах. - В кн.: Кора выветривания Урала. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Бучинская Н.И. 1967. Древняя кора выветривания южной части Коростенского плутона. Автореф. канд. дис. Киев.
- Бучинская Н.И., Кондрачук В.Ю. 1965. О находке селадонита в коре выветривания коростенских гранитов. - "Докл. АН УРСР", № 9.

- Вакул Я., Бабурек Т. 1967. Гидротермальные каолины из Киселки. — В кн.: Кора выветривания, вып. 8. М., "Наука".
- Вартанян Г.С. 1965. Особенности разгрузки напорных вод по тектоническим нарушениям в трещиноватых массивах. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 40, вып. 4.
- Вартанян Г.С. 1973. Некоторые факторы формирования и эволюции водонапорных систем в магматогенно-метаморфических массивах. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 48, вып. 1.
- Василевский М.М. 1958. Зональность и рудная минерализация сольфатарно измененных пород Быстринского района Камчатки. — "Зап. Всесоюз. минерал. об-ва", т. 87, вып. 3.
- Васильев В.А. 1974. Минералогическая характеристика древней коры выветривания лабрадоритов Латвийской ССР. — В кн.: Кора выветривания, вып. 14. М., "Наука".
- Васильев В.С., Богатов В.И., Гуцаки В.А. 1960. Минерально-петрографический очерк коры выветривания Белогорского месторождения. — "Учен. зап. Саратов. ун-та. Вып. геол.", т. 74.
- Веретенников Н.В., Лихович Л.В. 1968. Глинистые минералы тонкопелитовой фракции туфогенно-осадочных пород венда Белоруссии. — В кн.: Материалы Симпозиума по изучению и использованию глин Белоруссии. (Тезисы докладов). Минск.
- Вернадский В.И. 1960. История минералов земной коры. т. 2. История природных вод. Избр. соч., т. 4, кн. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Вернадский В.И. 1973. Размышление натуралиста. — "Природа", № 6.
- Ветштейн В.Е., Басков Е.А., Климов Г.И., Малюк Г.А., Суриков С.Н. 1971. Новые данные о содержании кислорода-18 в некоторых вулканических, термальных и минеральных водах Курильских островов, Камчатки и Забайкалья. — "Сов. геология", № 9.
- Витовская И.В. 1973. Баланс вещества и объемные соотношения при псевдоморфном замещении хлорита нонтронитом. — "Докл. АН СССР", т. 209, № 3.
- Витовская И.В., Берхен С.И. 1966. Новые данные о минералах никеленосной коры выветривания Урала. — В кн.: Тезисы докладов к межведомственному совещанию по корам выветривания Урала, Свердловск.
- Витовская И.В., Берхен С.И. 1970. Гидросиликаты никеля и магния. — В кн.: Никеленосные коры выветривания Урала. М., "Наука".
- Витовская И.В., Лавренева Н.Н. 1974. О величине привноса никеля при формировании силикатно-никелевых месторождений. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., "Наука".
- Власов Г.М. 1963. О задачах палеовулканологических исследований на Дальнем Востоке. — "Труды Лабор. палеовулканол. Каз. ун-та", вып. 1.
- Власов Г.М., 1964. О генетических типах вторичных кварцитов и их отношении к рудам. — "Труды Лабор. палеовулканол. Каз. науч.-исслед. ин-та минер. сырья", вып. 3.
- Власов Г.М. 1965. О двух типах гидротермальной аргиллизации. — "Геология рудных месторождений", № 5.
- Власов Г.М. 1971. О некоторых вопросах рудообразования. — В кн.: Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., "Наука".
- Власов Г.М., Василевский М.М., Жегалов Ю.В. 1958. Геологические условия нахождения и особенности генезиса ртутного рудопоявления Среднего Камчатского хребта. — "Бюл. ВСЕГЕИ", вып. 1.
- Вовк И.Ф. 1974. Проблема радиогенной метаморфизации природных вод и горных пород. — "Литол. и полезн. ископ.", № 1.
- Волкова А.Н., Рекшинская Л.Г. 1973. Находка давсонита в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна. — "Вестн. МГУ. Сер. геол.", № 5.
- Волостных Г.Т. 1966. Формирование зональности аргиллизированных пород на примере редкоземельного месторождения Восточного Забайкалья. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра".
- Волостных Г.Т. 1972. Аргиллизация и оруденение. М., "Недра".
- Волынский И.С. 1946. Минералогия сульфидных отложений Ново-Айдырлинского месторождения никеля. — "Зап. Всесоюз. минерал. об-ва", т. 75, вып. 3.
- Восанчук С.С., Мазур А.Н., Бойчук Г.В. 1972. О находке вулканогенных пород в верхнебашкирских отложениях Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, вып. 6. Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Вторушин А.В., Журавлева Н.А. 1972. Древняя кора выветривания ультраосновных пород Сахаринского массива на Южном Урале. — "Труды Свердл. горн. ин-та", вып. 86 (Минералогия и петрография Урала).

- Вторушин А.В., Ушатинский И.Н. 1960. О древней коре выветривания и нижнемеловой континентальной толще Тургайской равнины. — "Труды Свердл. горн. ин-та", вып. 35.
- Вялухин Г.И., Бегешев А.Г. 1971. О происхождении бурого железняка в элювии вулканогенных пород и сланцев Южного Урала и Северного Казахстана. — "Ежегодник Ин-та геол. и геохим. Уральск. фил. АН СССР, 1970". Свердловск.
- Вялухин Г.И., Студенко Н.С. 1969. Кора выветривания в Магнитогорской мегасинклинии и роль мезозойской тектоники в ее формировании и размещении. — В кн.: Кора выветривания Урала, Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Газрикова С.Н., Бахтеев М.К. 1965. Геология некоторых массивов вторичных кварцитов Коунрадского района. — "Геология рудных м-ний", № 4.
- Гаврусевич Б.А. 1931. Проблема генезиса пеликанитов Украины. — "Труды Минерал. ин-та АН СССР", вып. 1.
- Ганссен Р. 1962. География почв. М., ИЛ.
- Герасимов И.П. 1972. Опыт генетического подхода к разделению тропических кор выветривания и продуктов их переотложения. — "Изв. АН СССР. Сер. географ.", № 5.
- Геренчук Н.К., Мельник Ю.М. 1972. Ильменит из каолиновых кор выветривания западной части Украинского щита. — "Минерал. сб. Львовск. ун-та", т. 26, вып. 3.
- Герман Д.Л. 1960. Некоторые минералы зоны окисления Блявинского месторождения. — В кн.: Кора выветривания, вып. 3. Изд-во АН СССР.
- Гершойг Ю.Г. 1960. Зона окисления богатых железных руд ингулецкого типа в Криворожском бассейне. — В кн.: Кора выветривания, вып. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Гидротермальный палыгорскит из Золотушинского колчеданно-полиметаллического месторождения и расчет его формулы (Рудный Алтай). 1969. — "Труды Минерал. музея АН СССР", вып. 19. Авт.: Б.Ф. Зленко, Н.А. Коновалов, Н.Г. Стрельцов, В.Н. Архангельский.
- Гилярова М.А. 1959. Шаровые лавы Сунасарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. — "Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол.", вып. 10.
- Гинзбург И.И. 1912. Каолин и его генезис. — "Изв. СПб политехн. ин-та. Отд. техн., естеств., мат.", т. 17, вып. 1, т. 18, вып. 1.
- Гинзбург И.И. 1938. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 1.
- Гинзбург И.И. 1940. Древняя кора выветривания в связи с никель-кобальтовым оруденением на Южном Урале. — В кн.: Труды Уральской науч. конф., 1939. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И.И. 1941. Теория А.Н. Алешкова по вопросу о происхождении месторождений гидросиликатного никеля. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 3.
- Гинзбург И.И. 1945. Ново-Айдырлинское месторождение никелевых сульфидов осадочного происхождения. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 6.
- Гинзбург И.И. 1953. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И.И. 1957. Основные результаты изучения древних кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. — "Геология рудных м-ний", 5.
- Гинзбург И.И. 1963а. Несколько замечаний о верхней зоне коры выветривания. — В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И.И. 1963б. Типы древних кор выветривания, форма их проявления и классификация. — В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И.И., Витовская И.В. 1956. Выветривание гранатовых, аксинитовых и тремолитовых пород в засушливых районах Центрального Казахстана. — В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. 1951. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. 1952. Пеликаниты и опалы Кос-Шоку (Северный Казахстан) и сравнение их с уральскими. — В кн.: Кора выветривания, вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И.И., Савельев И.И. 1939. Образование никелевых месторождений силикатных руд на Южном Урале. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 6.
- Глазковский А.А., Горбунов Г.И., Сысоев Ф.А. 1974. Месторождения никеля (силикатно-никелевые месторождения выветривания). — В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 2. М., "Недра".
- Глазковская М.А. 1952. Почвенно-географический очерк Австралии. М., Географгиз.

- Головенок В.К. 1969. Особенности докембрийских кор выветривания. — В кн.: Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск.
- Головин Е.А., Легошин В.П. 1970. Об эпигенетических (наложенных) процессах в осадочных породах. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. М., "Наука".
- Гольштейн Р.И., Попов А.И. 1972. К вопросу о генезисе глубинных растворов водонапорных систем Средней Азии и их роль в рудообразовании. — "Науч. труды Ташк. ун-та", вып. 432.
- Горбачев Б.Ф., Гузовский Л.А., Ферштатер Г.Б. 1973. Некоторые общие закономерности формирования "гранитных" каолинов на Южном Урале. — В кн.: Кора выветривания, вып. 13. М., "Наука".
- Горецкий Ю.К. 1960. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. М., Госгеолтехиздат.
- Горецкий Ю.К., Терентьева К.Ф., Пасова Ф.Г. 1963. О бокситах некоторых месторождений. — "Минеральное сырье", вып. 7.
- Горшков А.А., Омеляненко Б.И., Солюшкин Е.П. 1964. Опыт изучения локализации жильно-вкрапленных руд гидротермального происхождения. — "Геология рудных месторождений", вып. 1.
- Грайзер М.И., Ерошев-Шак В.А., Нестеренко И.П. 1969. Древние коры выветривания центральной части Русской платформы. — В кн.: Додевонские коры выветривания Русской платформы. М., "Недра".
- Грачев В.А. 1966. Некоторые особенности верхнемезозойской коры выветривания юго-западной периферии Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Тезисы докладов к Междуведомственному совещанию по корам выветривания Урала. Свердловск.
- Григорьев В.Н. 1965. Палеогеографическая обстановка формирования палеозойских геосинклинальных бокситов Средней Азии и их формационное положение. — В кн.: Рудноосные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 141).
- Григорьева В.М. 1969. Распределение никеля, кобальта, шлакообразующих по минералам и промышленным типам окисленных никелевых руд. — "Труды Проект. и науч.-исслед. ин-та, "Гипроникель", вып. 39-40.
- Григорьева В.М., Шешукова Г.М. 1969. Генетические типы промышлен-
- ных месторождений кольбат-никелевых руд коры выветривания. — "Труды Проект. и науч.-исслед. ин-та "Гипроникель", вып. 39-40.
- Григорьева В.М., Усевич М.И., Шешукова Г.М. 1971. Критерии прогноза никелевых месторождений депрессионного типа. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л.
- Грицаенко Г.С. 1944. О магнезиальных и магнезиально-никелевых гидросиликатах Аккермановского месторождения на Южном Урале. — "Зап. Всесоюз. минерал. об-ва", т. 73, вып. 4.
- Грицаенко Г.С., Искюль Е.В. 1937. К минералогии силикатно-никелевого месторождения. — "Минеральное сырье", № 1.
- Грицаенко Г.С., Нестеренко Ю.С., Бутузов В.П. 1946. Полидимит из Ново-Айдырлинского месторождения на Южном Урале. — "Зап. Всесоюз. минерал. об-ва", т. 75, вып. 4.
- Гугашвили В.И. 1974. Щелочные метасоматиты и гидротермальные аргиллизиты Грузии. — "Труды Геол. ин-та АН ГрузССР", вып. 44.
- Гузовский Л.А., Ферштатер Г.Б. 1969. Минералого-геохимическая характеристика позднемезозойской коры выветривания гранитов горы Магнитной. — В кн.: Кора выветривания Урала. Саратов. Изд-во Саратов. ун-та.
- Гунаева В.Д. 1968. Скополитсодержащие околорудные метасоматиты Аджарского района. — "Сообщ. АН ГрузССР", т. 1, № 3.
- Гуцаки В.А. 1961. Кора выветривания Орского Зауралья. — "Учен. зап. Саратов. ун-та. Вып. геол.", т. 67.
- Гуцаки В.А. 1963. Формирование и возраст коры выветривания Орского Зауралья. — В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Гуцало Л.К. 1974. О процессах радиолитизации вод в земной коре. — "Сов. геология", № 8.
- Давсонит в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины. 1974. — В кн.: Семинар по генезису бокситов. (Тезисы докладов). М. Авт.: Ф.Л. Дмитриев, В.П. Курочка, Н.Д. Мавевская и др.
- Дзюценидзе Г.С. 1965. Влияние вулканизма на образование осадков. М., "Недра".
- Дзюценидзе Г.С. 1970. Проблема влияния вулканизма на осадочный процесс. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. М., "Наука".
- Дислер В.Н. 1971. Возможные направления эволюции углекислых вод и

- азотных терм областей новейшего горообразования. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 46, вып. 3.
- Дмитриев Э.В., Кравченко В.М. 1965. Процессы глубинного выветривания и зональность их проявления в Саксаганском районе Кривого Рога. — "Геология рудных м-ний", № 5.
- Добровольский В.В. 1969. Некоторые черты геохимии гипергенеза Восточной Африки. — В кн.: Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск.
- Добровольский В.В. 1971а. Геохимические парадоксы экваториальной Африки. — "Природа", № 4.
- Добровольский В.В. 1971б. Кора выветривания Кении. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 46, вып. 1.
- Добровольский В.В. 1974. Гипергенные образования Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. 2. М., "Наука".
- Добродеев О.П. 1965. Эволюция выветривания и палеогеография Минусинской котловины и ее горного обрамления в кайнозое. Автореф. канд. дис. М.
- Доброхотов М.Н. 1963. Парагенезис гипергенных минералов в богатых рудах Галешинского месторождения Кремenchугского района. — В кн.: Кора выветривания, вып. 5, М., Изд-во АН СССР.
- Додатко А.Д. 1971. Монтмориллонитовый профиль коры выветривания на границах северного склона Украинского щита. — "Докл. АН СССР", т. 199, № 5.
- Додатко А.Д., Жлуктенко Л.П. 1974. К вопросу о диагностике габсита при поисках бокситов. — "Литол. и полезн. ископ.", № 4.
- Додевонские коры выветривания Русской платформы. 1969. М., "Наука".
- Доденко А.Д. 1974. Каолиновая кора выветривания под глушковскими осадками Подолии. — "Докл. АН СССР", т. 217, № 5.
- Долгополов В.Ф., Бент О.И. 1969. Новые данные о корях выветривания Тенгизской и Прииртышской впадин (Центральный Казахстан). — "Литол. и полезн. ископ.", № 1.
- Домбровская Ж.В. 1970. Кора выветривания и инфильтрационные полезные ископаемые Озерского участка в Западном Прибайкалье. — В кн.: Кора выветривания, вып. 11. М., "Наука".
- Домбровская Ж.В. 1973. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М., "Наука".
- Домбровская Ж.В. 1974. Кора выветривания базальтов и бокситоносные отложения Тункинской впадины (Прибайкалье). — В кн.: Кора выветривания, вып. 14. М., "Наука".
- Допалесзойские коры выветривания Русской платформы. — 1975. — В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, "Наукова думка". Авт.: С.В. Левченко, Ф.Я. Волочаев, Ю.М. Малиновский, К.Н. Трубина.
- Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. 1946–1947. ("Труды ИГН АН СССР", вып. 80–81. Сер. Уральской комплекс. экспед., № 1 и 2). Авт.: И.И. Гинзбург, А.А. Кац, И.З. Корин и др.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. 1974. Дифракционные особенности смешанносплошных минералов каолинит-монтмориллонит. — В кн.: Каолины. М., "Наука".
- Дымкин А.М., Шербак В.М. 1973. Особенности формирования метасоматических и вулканогенно-осадочных руд Тургая. Новосибирск. (Труды ИГиГ СО АН СССР", вып. 198).
- Дю-Тайт А.Л. 1957. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Еремеев В.П., Сибилев А.К. 1967. О древней коре выветривания на гипербазитах западной Тувы. — В кн.: Кора выветривания, вып. 8. М., "Наука".
- Еремин В.К., Корин И.З. 1952. Пример многотипной древней коры выветривания в Казахстане. — В кн.: Кора выветривания, вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Ерошев-Шак В.А., Горошенко Г.Л. 1972. Глинистые минералы в продуктах изменения метаморфических пород кристаллического фундамента района Укмерги Литовской ССР. — "Литол. и полезн. ископ.", № 3.
- Жабин А.Г., Самсонов Н.С. 1972. К вопросу о петрологии кальцитовых ийолит-порфиров и магматической стадии образования карбонатов. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 47, вып. 1.
- Жариков В.А. 1966. Некоторые закономерности метасоматических процессов. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра".
- Жуйкова М.П. 1953. Сепиолиты коры выветривания серпентинитов. — "Труды Горн. геол. ин-та Уральской фил. АН СССР", вып. 20. Минерал. сб., № 2.
- Жуков В.В. 1973. Особенности ресификации бокситовых образований на Аркалыском месторождении. — В кн.: Кора выветривания, вып. 13. М., "Наука".
- Зайцев И.К. 1967. Итоги изучения гидрогеологии СССР. — "Сов. геология", № 11.
- Замечания к статье Ю.В. Казичина и Г.В. Александрова "О метасоматичес-

- кой зональности при аргиллизации гранит-порфиров околорудных тел". 1960. - "Геология рудных месторождений", № 6. Авт.: Г.Т. Волостных, Н.И. Наковник, А.О. Розенцвирт, М.С. Климова.
- Закономерности размещения полезных ископаемых. 1975. Т. XI. М., "Недра".
- Захаров Е.Е., Крестин Е.М. 1973. Вопросы металлогении фундамента и чехла центральных районов Русской платформы. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 48, вып. 3.
- Зверева Е.А., Писемский Г.В. 1969. Кора выветривания на массивах ультраосновных щелочных пород и карбонатов. - В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 34. М., "Недра".
- Зеленов К.К. 1972. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., "Наука".
- Иванов С.Н. 1969. О причинах образования гидротермальных месторождений. - "Докл. АН СССР", т. 186, № 1.
- Казаринов В.П. 1969. Кора выветривания. - В кн.: Выветривание и литогенез. М., "Недра".
- Казицин Ю.В. 1960. Околожильная аргиллитизация диоритов на молибденовом месторождении. - "Докл. АН СССР", т. 134, № 6.
- Казицин Ю.В. 1970. Аргиллизиты, оксидиты (березиты) и рудообразование. - В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Недра".
- Казицин Ю.В. 1972. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., "Недра".
- Кальберг Э.А., Левандо Е.П., Махнач З.К. 1971. Бокситы северо-запада Русской платформы. - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., "Наука".
- Каретин Ю.С. 1965. О роли юрских сдвиговых дислокаций в формировании нижнемезозойских депрессий и структуры восточного склона Урала. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 10.
- Карпинский А.П. 1941. Месторождение никелевых руд на Урале. - В кн.: Собр. соч., т. 3. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Карпов 1971. Глубина формирования и первичная зональность эндогенных месторождений Восточного Карамзара. - "Сов. геология", № 5.
- Кахиама Н., Хаиашин Х. 1974. Кислородное "голодание" в карьерах Японии. - "Природа", № 3.
- Кац А.Л. 1941. Сравнительная характеристика продуктов выветривания ультрабазитов и хлоритов и образование обогащенных никелем участков на Шелектинском месторождении. - "Труды Ин-та геол. наук АН СССР", вып. 41.
- Кашкай М.А. 1964. Лиственитизация базитов и гипербазитов и классификация лиственитов. - В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенеза. М., "Наука" (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16).
- Каштанов М.С. 1966. Кора выветривания на кимберлитах Сибирской платформы как источник глинозема при боксидообразовании. - "Докл. АН СССР", т. 168, № 3.
- Кекелия С.А., Махарадзе А.И. 1968. К вопросу о характере регионального метаморфизма верхних горизонтов порфировой свиты байбоса Грузии. - "Сообщ. АН ГрузССР", т. 52, № 2.
- Кириченко Н.Г., Кондрачук В.Ю. 1961. Геолого-экономическая характеристика каолинов Украины. - "Иформ. бюл. Комиссии по изучению глин АН СССР", № 57.
- Кирпаль Г.Р. 1963. Сидеритовая кора выветривания как источник глинозема для гидраргиллитовых месторождений бокситов. - В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Книппер А.Л., Пунг-Рифа М. 1967. Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., "Наука".
- Колдаев А.А., Пак А.И. 1971. О нахождении крупных залежей цеолитов в Западном Узбекистане (Бельтау). - "Докл. АН УзССР", № 12.
- Колясь Г.И. 1972. Начальная характеристика складчатых и разрывных структур Украинского щита. - В кн.: Тектоника Украинского щита. Киев, "Наукова думка".
- Кондрачук В.Ю. 1971. Предисловие к сб. "Кора выветривания на территории УССР". Киев, "Наукова думка".
- Коржинский А.Ф. 1970. Стивенсит и нонтронит из скарновой зоны Балканского рудника на Урале. - "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва", т. 99, вып. 5.
- Коржинский Д.С. 1953. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д.С. 1956. Связь богатых руд Кривого Рога с процессами выветривания. - В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.

- Коржинский Д.С. 1963. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах. — В кн.: Конференция "Проблемы постмагматического рудообразования", т. 1. Прага, Изд-во Чехословацкой АН.
- Коржинский Д.С. 1965. Общие закономерности постмагматических процессов. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 2. (Доклады, краткие сообщения, дискуссии). Прага.
- Коржинский Д.С. 1966. Общие закономерности постмагматических пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра".
- Коржинский Д.С. 1970. Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Наука".
- Корин И.З. 1952. Окремненные змеевики в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания, вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Корин И.З. 1960. Роль трещинных структур в формировании месторождений гипергенного генезиса. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат.
- Корин И.З., Финько В.И., Формелл-Кортин Ф. 1967а. О псевдокарсте на серпентинитах Кубы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., "Наука".
- Корин И.З., Финько В.И., Формелл-Кортин Ф. 1967б. Роль структуры первичных пород в формировании никеленосных кор выветривания Кубы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., "Наука".
- Корин И.З., Финько В.И., Коутин П.Д. 1973. Геология и генезис никелевых месторождений в коре выветривания Кубы. — В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М., "Наука".
- Королева Р.В., Лебедев Б.А. 1971. Реакция углекислых вод в породе и их роль в формировании емкости коллекторов нефти и газа. — "Труды ВНИГРИ", вып. 293.
- Кора выветривания, вып. 1 — 14. 1952—1975. М., Изд-во АН СССР и "Наука".
- Коры выветривания на территории УССР. 1971. Т. 1, и 2. Киев, "Наукова думка".
- Котляр В.Н. 1970. Основные теории рудообразования. М., "Недра".
- Котов П.А., Лисицина Н.А. 1967. О сходстве между вертикальной зональностью в гидротермально измененных околожилных породах флюоритовых месторождений Забайкалья и в коре выветривания. — "Докл. АН СССР", т. 176, № 3.
- Кочетков О.С., Хлыбов В.В. 1968. О минералогии и геохимии древней коры выветривания на базальтах Северного Тимана. — "Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР", вып. 9.
- Кочетова К.В. 1968. Минеральный состав продуктов коры выветривания серпентинитов Белинского массива. — В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., "Наука".
- Кравченко Г.Т. 1953. Пеликаниты среднего течения реки Соб на Украине. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., Изд-во АН СССР.
- Кравченко В.М. 1973. Сравнительные исследования докембрийских месторождений богатых железных руд Русской платформы и разработка их поисковых критериев. Автореф. докт. дис. М.
- Кравченко Г.Г. 1964. О послерудных тектонических нарушениях на хромитовых месторождениях Южного Урала. — "Геология рудных месторождений", № 4.
- Крашенинников И.М. 1915. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья. — "Изв. Докучаевск. почвенного комитета", № 3.
- Кривцов А.И. 1973. Мезозойские бокситы СССР. Л., "Недра".
- Кротова В.А. 1971. Закономерности размещения артезианских нефтегазовых бассейнов и залежей углеводородов в связи с активным геотектогенезом. — "Сов. геология", № 6.
- Кротова В.А. 1973. Некоторые черты сходства и различия артезианских бассейнов с промышленной нефтегазовостью. — "Сов. геология", № 7.
- Кружолов Г.К. 1957. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. — "Сов. геология", сб.59.
- Кудерина Л.Д. 1973. Эпигенетические процессы в мезо-кайнозойских месторождениях Атасуйского рудного района. — "Изв. АН КазССР. Сер. геол.", № 3.
- Кудрявцев Ю.К., Семина В.А., Попов В.С. 1971. Типы гидротермально измененных пород Северо-Западного Прибалхашья и их поисковое значение. — "Сов. геология", № 5.
- Кудряшова В.И. 1962. Fe — сапонит и седалонит из шаровых лав сибирских траппов. — "Труды Минерал. музея АН СССР", вып. 13.
- Кудряшов А.М. 1969. Кора выветривания Липовского ультраосновного массива на Среднем Урале. — В кн.: Кора выветривания Урала. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Куземкина Е.Н. 1965. Никеленосная кора выветривания на ультрабазитах Кольского массива (Северный Урал). — В кн.: Кора выветривания на серпентинитовых массивах. М., "Наука".

- Кузнецов Е.А. 1933. К тектонике восточного склона Среднего Урала. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 11.
- Кузнецов И.И., Плеханова К.Р., Ляпичева А.А. 1974. О кайнозойских вулканических породах юго-западной части Тургайского прогиба. — "Сов. геология", № 2.
- Куликов В.К. 1974. Структуры фундамента Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., "Наука".
- Курек Н.Н., Курек А.И. 1954. Серити-содержащие породы. — В кн.: Измененные околородные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат.
- Кушев Г.Л. 1954. О возрасте и параллелизации угленосных толщ Центрального Казахстана. — В кн.: Геология, горное дело, металлургия, сб. № 9. М., Металлургиздат.
- Лавров В.В. 1957. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Лавров В.В. 1959. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Лажуани Ж.П., Бонифа М. 1964. Долериты бассейна реки Конкур и их латеризация (Западная Африка). — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. Пер. с англ. и франц. М., "Мир".
- Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. 1966. Линейно-трещинные коры выветривания фундамента Волго-Уральской области и их геологическое значение. — "Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ", № 6.
- Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. 1967. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтяной провинции и ее геологическое значение. — "Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-ти", вып. 71.
- Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. 1971. Коллекторские свойства коры выветривания кристаллического фундамента Волго-Уральской газонефтяной провинции. — "Литол. и полезн. ископ.", № 3.
- Ларин В.Н. 1971. О роли водорода в строении и развитии Земли. — "Научн. сообщ. ИМГРЭ", вып. 6. М.
- Лебедев В.Г. 1968. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Лебедев Ю.С. 1964. К геохимии коры выветривания гипербазитов юго-западной окраины Украинского кристаллического щита. — В кн.: Материалы к совещанию по геохимии гипергенеза. (Тезисы докладов). Минск.
- Лебединский В.И., Тарасенко А.С. 1973а. Гидротермальная и гипергенная аргиллизация на склонах Выгорлат-Гутинской гряды. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.
- Лебединский В.И., Тарасенко А.С. 1973б. О гидротермальных глинах и коре выветривания Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье). — "Докл. АН СССР", т. 209, № 3.
- Левченко С.В., Бобров Е.Т. 1963. О перспективе бокситоносности девонских отложений Минусинской котловины. — В кн.: Геохимия, петрография, минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР.
- Левых Н.Н. 1970. Вещественный состав и закономерности формирования древних кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белорусского массива. Автореф. канд. дис. Минск.
- Леонтьев А.Н. 1959. О грейзенизированных гранитных куполах Алтая. — "Труды ИМГРЭ", вып. 3.
- Лесняк В.Ф. 1958. Некоторые особенности древних кор выветривания эффузивов Закарпатья в связи с накоплением в них глинистых образований. — В кн.: Исследование и использование глин. Львов.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения, ОНТИ НКТП СССР, 1934.
- Липова И.Н., Тимофеев В.Д. 1970. Латеритные бокситы Западной Африки и северо-запада Центральной Африки. — В кн.: Кора выветривания, вып. 11. М., "Наука".
- Лисицына Н.А. 1959. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 11.
- Лисицына А.Н. 1962. О гипсбокситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа. — В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Лисицына Н.А. 1967. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков. — "Литол. и полезн. ископ.", № 5.
- Лисицына Н.А. 1970. К геохимии кор выветривания основных пород тропической зоны Тихого океана. — В кн.: Кора выветривания, вып. 11. М., "Наука".
- Лисицына Н.А. 1975. Типы кор выветривания основных и кислых пород и вынос химических элементов при их формировании. — В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, "Наукова думка".
- Лисицына Н.А., Газенко С.Д. 1967. Новые данные о коре выветривания

- лабрадоритов северо-западной части Украинского кристаллического щита. — "Литол. и полезн. ископ.", № 4.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В., 1964. К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов. — В кн.: Латериты. М. "Недра". (Междунар. геол. конгресс. XIII сессия). Докл. сов. геологов. Проблема 14).
- Лихачев А. С., Афанасьев А. П. 1969. Новая находка доледниковых каолиновых глин на Кольском полуострове. — "Сов. геология", № 9.
- Ловеринг Т. С. 1951. Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Восточный Тинтик. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит.
- Логачев Н. А., Ломоносов Т. К., Климанова В. М. 1964. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., "Наука".
- Лодочников В. Н. 1936. Серпентиниты и серпентины ильчирские и другие петрологические вопросы, с ними связанные. — "Труды ЦНИГРИ", вып. 38. Л.
- Ломоносов И. С. 1974. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука".
- Лузгин Б. Н., Шепеленко Л. И. 1976. Аргиллизация рудовмещающих известняков в рудных месторождениях Саранской зоны. — "Сов. геология", № 3.
- Лучицкий В. И. 1928. Каолины Украины. — "Труды Ин-та прикл. минерал.", вып. 41.
- Лучицкий И. В. 1960. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР.
- Маврицкий Б. Ф., Отман Н. С. 1973. Гидротермы Южных Курил, условия их формирования и перспективы освоения. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 48, вып. 6.
- Макаров В. Н. 1967. Минерал из группы сванбергита в коре выветривания Яковлевского месторождения КМА. — "Зап. Всесоюз. минерал. об-ва", т. 96, вып. 3.
- Максимович З. 1973. Изоморфная серия лизардит-непутит. — "Зап. Всесоюз. минер. об-ва", т. 102, вып. 2.
- Максумова В. А. 1973. Вендские коры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан). — "Литол. и полезн. ископ.", № 4.
- Манаева А. В. 1972. Никелевые минералы коры выветривания серпентинитов Тягун-Таловского массива (Салаир). — "Труды Томского ун-та", т. 232.
- Манаева А. В., Чубкова Т. П. 1973. Марганцевые минералы в коре выветривания гипербазитов Белининского массива и их никеленосность. — В кн.: Кора выветривания, вып. 13. М., "Наука".
- Манато Масао, Гораи Масао, Фунахаси Мицуо. 1968. Геологическое развитие Японских островов. Пер. с япон. М., "Мир".
- Маракушев А. А. 1971. Факторы магматической эволюции. — В кн.: Петрографические доклады. М., Изд-во МГУ.
- Маринов Б. Н. 1974. К вопросу о происхождении гидрокарбонатных магниевых вод во впадинах забайкальского типа. — "Геохимия", № 7.
- Махнач А. С., Левых Н. Н. 1973. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск, "Наука и техника".
- Махнач А. С., Левых Н. Н., Ерошев-Шак В. А. 1974. О генезисе глинистых минералов в измененных кристаллических породах Белорусского массива. — В кн.: Вопросы геологии Белоруссии. Минск.
- Мезозойские и палеогеновые коры выветривания Южного Казахстана. 1973. В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата, "Наука". Авт.: О. А. Федоренко, Е. А. Никитин, А. Г. Келлер, К. С. Джембаев.
- Мейер Ч., Хемли Д. 1970. Околорудные изменения вмещающих пород. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир".
- Мельничук Э. В. 1972. Древняя кора выветривания северо-восточной части Украинского щита и полезные ископаемые, связанные с ней. Автореф. канд. дис. Киев.
- Мельничук Э. В., Кондрачук В. Ю. 1973. О пеликанитах в коре выветривания кристаллических пород докембрия центральной части Украинского щита. — В кн.: Кора выветривания, вып. 13. М., "Наука".
- Месторождения неметаллических полезных ископаемых в корях выветривания. 1975. — "Сов. геология", № 3. Авт.: Б. Ф. Горбачев, Г. П. Васянов, В. М. Головкин и др.
- Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района. 1937. ("Труды ВИМС", вып. 118.). Авт.: Д. Г. Ульянов, Г. С. Грицаенко, Г. А. Крутов, и др.
- Метаморфизованные и слабометаморфизованные докембрийские коры выветривания и продукты их переотложения в составе Украинского щита. 1970. —

- В кн.: Программа и тезисы докладов IX Всесоюзного совещания М., Авт.: Г.Г. Виноградов, Ю.Г. Гершисг, А.С. Дранник и др.
- Метасоматизм и его место в истории геологического развития земной коры. 1970. — В кн.: Проблемы метасоматизма, М., "Недра". Авт.: Э.А. Багдасаров, М.М. Василевский, Ю.В. Казинин.
- Милашев В.А. 1959. Среднепалеозойская кора выветривания в Виллоиских горах. — "Труды НИИГА", г. 102. Сб. статей по геологии Арктики. вып. 10.
- Милло Ж. 1968. Геология глин (выветривания, седиментология, геохимия). Пер. с франц. М., "Недра".
- Минский Н.А. 1967. О связи вторичной минерализации осадочных пород с тектонической активностью. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 9.
- Мирходжаев И.М. 1967. Об алунитовой зоне левобережья р. Ангрен. — "Труды Ташк. политехн. ин-та", вып. 34.
- Михайлов Б.М. 1966. Бокситы западных районов Либерийского штата. — В кн.: Генезис бокситов. М., "Наука".
- Михайлов Б.М. 1969. О необязательности пенепленизации и привносе вещества со стороны при корообразовании. — В кн.: Кора выветривания Урала. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Михайлов Б.М. 1970. Гипергенез в аридных тропиках восточной Африки. — "Литол. и полезн. ископ.", № 5.
- Михайлов Б.М., Петровская Т.С. 1959. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского бурого угольного бассейна. — "Труды ВСЕГЕИ", вып. 24.
- Могаревский В.В. 1974. К вопросу об альпийском эндогенном рудогенезе в Афгано-Таджикской депрессии и ее горном обрамлении (Таджикистан). — "Литол. и полезн. ископ.", № 6.
- Москвитин А.И. 1946. Май-Копчегайский грабен в Юго-Западном Алтае. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 4.
- Муратов М.В. 1964. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 10.
- Мусин Р.А., Голованов И.М. 1967. Древняя кора выветривания на эффузивах верхнего палеозоя и скановорудных образованиях Кураминской подзоны. — В кн.: Кора выветривания, вып. 8. М., "Наука".
- Мушенко А.И. 1960. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы, М., Изд-во АН СССР. ("Труды ГИН АН СССР", вып. 38.).
- Мэтьюс Д.Х. 1973. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. Пер. с англ. М., "Мир".
- Набоко С.И. 1962. Условия гидротермального метаморфизма в вулканических породах. — "Сов. геология", № 1.
- Набоко С.И. 1963. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР.
- Набоко С.И. 1966. Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., "Недра".
- Набоко С.И. 1968. Фации гидротермальных глин и аргиллизированных пород среди современных гидротермально-измененных пород. — В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. М., "Наука". (Международ. геол. конгресс XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Симпозиум 1).
- Набоко С.И. 1974. Эволюция гидротермальных систем и их металлоносность. В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Труды I Всес. палеовулканол. симпозиума 1973 г.). М.
- Назирова 1969. О сепиолите из Устарасая. — "Узб. геол. ж.", № 2.
- Наковник Н.И. 1964. Вторичные кварциты СССР. М., "Недра".
- Наковник Н.И. 1975. Новое в учении о метасоматизме. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 2.
- Наумов А.И. 1974. Особенности геологического строения Алексеевского месторождения каолинов. — В кн.: Каолины. М., "Наука".
- Никеленовые коры выветривания Урала. 1970. М., "Наука".
- Никитин В.В. 1907. Геологические исследования центральной группы дач Верхне-Исетских заводов. — "Труды Геол. ком. Нов. сер.", вып. 22.
- Никитин К.К. 1970. Классификация типов кор выветривания. — В кн.: Никеленовые коры выветривания Урала. М., "Наука".
- Никитин К.К., Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю. 1969. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленовых кор выветривания. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии и минералогии, т. 1. М., "Наука".

- Никитина А.П. 1960. Кора выветривания на кристаллических породах Салтыковского участка Старооскольского рудного узла КМА. — В кн.: Кора выветривания, вып. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Никитина А.П. 1968. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., "Наука".
- Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. 1971. Минералогическо-геохимические закономерности профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., "Наука".
- Никитина А.П., Королев Ю.М., Воронцов В.Г. 1963. О палыгорските и сапоните из коры выветривания КМА. — В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Никифорова К.А. 1948. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Урала. — "Труды Ин-та геол. наук АН СССР", вып. 45. (геол. сер., № 13).
- Никифорова К.В. 1956. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. — В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Никифорова К.В. 1960. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М., Изд-во АН СССР. (Труды ГИН АН СССР, вып. 45).
- Никифорова К.В., Разумова В.Н. 1959. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и некоторые общие закономерности размещения в них полезных ископаемых. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Никонов А.А. 1968. Кора выветривания Фенноскандии, их возраст и палеогеографическое значение. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 43, вып. 5.
- Новикова А.С. 1969. Тектоника магматогенных структур Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Проблемы связи тектоники магматизма. М., "Наука".
- Новикова А.С. 1971. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 237.
- Новикова А.С. 1973. Структурное положение зон метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Автореф. докт. дис. М.
- Новое в учении о стадиях осадочного породообразования. 1974. — "Литол. и полезн. ископ.", № 3. Авт.: П.И. Тимофеев, А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов и др.
- Овчинников А.М. 1957. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 32, вып. 5.
- Овчинников А.М. 1968. Очаги разгрузки напорных вод и их геохимическое значение. — "Сов. геология", № 7.
- Овчинников Л.Н., Масалович А.М. 1970. Состав, внутреннее строение и некоторые свойства гидротермального рудообразующего раствора. — В кн.: Проблема метасоматизма. М., "Недра".
- Олейников Б.В., Старосельцев В.С. 1967. Трапповые игнимбритоподобные породы северо-западной части Сибирской платформы. — "Докл. АН СССР", т. 175, № 1.
- Омельяненко Б.И. 1970. Некоторые особенности процессов низкотемпературных околорудных изменений и попытка их систематизировать. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Недра".
- Онихимовский В.В. 1971. К вопросу образования оловорудных месторождений. — "Сов. геология", № 11.
- Осадчук М.И., Ульянов Д.Г. 1940. Новочеремшанское месторождение силикатных руд никеля. — "Труды ВИМС", вып. 167.
- Островский В.Н., Хардикийнен М.А. 1972. Роль тектонических нарушений в формировании подземных вод юго-западной части Центрального Казахстана. — "Сов. геология", № 3.
- Патрикеев С.Б. 1971. Новые данные о бокситах Аркалыкского района. — "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", т. 169.
- Пельтек Е.И. 1971. Месторождения бокситов Енисейского края и Сибирской платформы. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., "Наука".
- Пейве А.В. 1956. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 3.
- Перельман А.И. 1968. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М., "Недра".
- Перельман А.И. 1974. В.В. Докучаев и учение о биосферных системах. — "Природа", № 5.
- Петров В.П. 1948. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые вопросы по минералогии и генезису глин вообще. — "Труды Ин-та геол. наук АН СССР", вып. 95. (Серия петрогр., № 29).
- Петров В.П. 1956. Древние "коры выветривания" и их геологическое значение. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Петров В.П. 1958. Характер минералообразования при древнем выветривании различных пород. — В кн.: Материалы по геологии, минералогии и

- использованию глин в СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Петров В.П. 1962. О минеральном составе и генезисе боксита и других продуктов латеритного выветривания. — "Геология рудных месторождений", вып. 4.
- Петров В.П. 1967. Основы учения о древних корках выветривания. М., "Недра".
- Петров В.П. 1970. Строение и генезис кор выветривания. — В кн.: Программа и тезисы докладов IX Всесоюзного литологического совещания. М.
- Петров В.П., Токмаков П.П. 1968. Последовательность выветривания магнетитово-железистых слюд и влияние геохимических условий на выветривание. — В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. М., "Наука". (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Симпозиум 1).
- Петров Н.П. 1964. О происхождении каолинов Ангрена. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент. "Наука".
- Петров Н.П., Рубанов И.В. 1960. Каолины Ангрена. Их вещественный состав, условия образования и пути использования. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Петрушевский Б.А. 1955. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР.
- Писемский Г.В. 1968. Геохимические особенности коры выветривания Гвинейской республики. — В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., "Наука".
- Писемский Г.В., Плетнев А.Г. 1972. К вопросу о металлогенезисе золота Украинского щита. — "Сов. геология", №10.
- Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. 1974. Под ред. И.П. Герасимова и А.В. Сидоренко. М., "Недра".
- Погребной В.Т. 1970. Строение, состав и условия формирования кор выветривания гранитоидов Восточного Приазовья. Автореф. канд. дис. Киев.
- Погребной В.Т. 1974. Баланс кремнезема при формировании каолиновой коры выветривания гранитоидов Украинского щита и процессы пеликанитизации. — В кн.: Каолины. М., "Наука".
- Покровский П.В., Григорьев Н.А., Поташко К.А. 1968. Кора выветривания флюорит-мусковитовых метасоматитов. — В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., "Наука".
- Половинкина Ю.И., Ковалев Г.А. 1949. О природе пеликанита. — "Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва", №3.
- Полынов Б.Б. 1934. Кора выветривания. Ч. 1. Л., Изд-во АН СССР.
- Полынов Б.Б. 1956. Красноземная кора выветривания и ее почва. — В кн.: Избранные труды. М., Изд-во АН СССР.
- Поспелов Г.Л. 1973. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск, "Наука".
- Проблема времени и условия образования латеритных бокситов современной тропической зоны Земли. 1974. — В кн.: Семинар по генезису бокситов. (Тезисы докладов). М. Авт.: С.Т. Акаев, М.В. Пастухова, В.А. Теняков, П.А. Ясаманов.
- Прочухин Д.П. 1965. Инженерно-геологическая оценка выветрелости горных пород. — "Труды Ленгидпроекта", сб. 2.
- Пушаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пунг-Рифа М. 1967. Тектоническая карта Кубы масштаба 1:1250 000. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., "Наука".
- Радкевич Е.А. 1960. О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений. — В кн.: Проблема тектонофизики. М., Госгеолтехиздат.
- Разумова В.Н. 1945. Генезис Ново-Айдырлинского сульфидно-никелевого месторождения. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 20, вып. 3-4.
- Разумова В.Н. 1956. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. — В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Разумова В.Н. 1957. Вторичные процессы в древней коре выветривания Джезказганского района. — В кн.: Материалы совещания по исследованию и использованию глин. Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Разумова В.Н. 1961. Меловые и третичные формации Центрального и Южного Казахстана. М., Изд-во АН СССР. ("Труды ГИН АН СССР", вып. 46).
- Разумова В.Н. 1963. Бейделлитовая верхнеолигоценовая кора выветривания на древнем элювии серпентинитов Кемпирсайского массива (Южный Урал). — В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М., "Наука". ("Труды ГИН АН СССР", вып. 77).
- Разумова В.Н. 1965. Четвертичный элювий Батумского побережья Кавказа. — В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. К VII конгрессу INQUA М., Изд-во АН СССР.
- Разумова В.Н. 1967. Кора выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 174.
- Разумова В.Н. 1968. Гиббсит в корках выветривания каолинового типа. — В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. М., "Наука". (Международ.

- геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Симпозиум № 1).
- Разумова В.Н. 1970а. Древняя кора выветривания Ор-Илекского водораздела. — В кн.: Геология СССР, т. 21. Западный Казахстан, ч. 1, кн. 1. М., "Недра".
- Разумова В.Н. 1970б. Кора выветривания и гидротермальные образования Батумского побережья Кавказа. — Докл. АН СССР, т. 190, № 2.
- Разумова В.Н. 1971а. Гидротермально аргиллизированные вулканиды среднего эоцена как материнские породы батумских краснослоев и глинистых пород молассовых отложений Гурийского прогиба. — "Литол. и полезн. ископ.", № 3.
- Разумова В.Н. 1971б. Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы коры выветривания Черноморского побережья Аджиарии. — "Бюл. МОИП, Отд. геол." т. 46, вып. 1.
- Разумова В.Н. 1972. Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания. — "Докл. АН СССР", т. 207, № 3.
- Разумова В.Н. 1973. Вулканогенные продукты и связанные с ними аккумулятивные, элювиальные и почвенные образования. — В кн.: Стратиграфия и литогенез антропогена Евразии. К IX конгрессу INQUA в Новой Зеландии, М.
- Разумова В.Н. 1974. Гидротермальное минералообразование и роль его продуктов в корях выветривания и почвах. — В кн.: Труды Международного конгресса почвоведов, т. 7. М., "Наука".
- Разумова В.Н. 1975. Об участии гидротермальных растворов в формировании древних кор выветривания. — "Докл. АН СССР", т. 221, № 2.
- Разумова В.Н., Херасков Н.П. 1963а. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. — В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М., "Наука". ("Труды ГИН АН СССР", вып. 77).
- Разумова В.Н., Херасков Н.П. 1963б. Геологические типы кор выветривания. — "Докл. АН СССР", т. 148, № 6.
- Расулов Ш.К. 1967. Петрография гранитоидных пород Зиаэтинских гор и их продуктов коры выветривания. Автореф. канд. дис. Ташкент.
- Ратеев М.А., Градусов Б.П. 1970. Парагенетический ряд слоистых силикатов, связанный с преобразованием витрокластов в зоне гидротермального сульфидного оруденения. — "Докл. АН СССР", т. 198, № 2.
- Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. 1972. Смешаннослойные образования ряда хлорит-монтмориллонит, связанные с постмагматическими изменениями вулканических пород силура Южного Урала. — "Литол. и полезн. ископ.", № 4.
- Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. 1973. Гидротермальная аргиллизация верхнесантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Саритюх (Армянская ССР). — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 12.
- Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. 1975. О генезисе бентонитов Даш-Салахли Азербайджанской ССР. — "Бюл. МОИП, Отд. геол.", т. 50, вып. 5.
- Ревердато В.В. 1970. Летучие компоненты и метасоматоз. — В кн.: Фации метаморфизма. М., "Недра".
- Ремизов В.И. 1972. Особенности гипергенного минералообразования на примере каолиновых кор выветривания Украины. Автореф. канд. дис. Харьков.
- Ренгартен Н.В. 1948. Гойяцит в породах "беликовой" свиты на восточном склоне Урала. — "Докл. АН СССР", т. 60, № 3.
- Ритман А.А. 1964. Вулканы и их деятельность. Пер. с нем. М. "Мир".
- Родин Р.С., Гилькин В.Н., Гелетян Г.Г. 1967. Латерит-бокситы на Сибирской платформе. — "Труды СНИИГИМС", вып. 58.
- Розанова Т.В. 1976. О керолите, пирротине и троилите в осадках впадины Хесса. — "Литол. и полезн. ископ.", № 2.
- Розин А.А. 1974. Роль вертикальной миграции глубинных флюидов в формировании солевого состава подземных вод Западно-Сибирского бассейна. — "Сов. геология", № 2.
- Розин А.А., Сердюк З.Я. 1970. Некоторые аспекты геохимии углекислого газа на территории Обь-Иртышского междуречья Западно-Сибирского артезианского бассейна. — "Докл. АН СССР", т. 193, № 5.
- Роква М.А. 1959. О генезисе бентонитовых глин Грузинской ССР. — "Бюл. КИМС", вып. 2. Тбилиси.
- Рудосные коры выветривания. 1974. М., "Наука".
- Рукавишников И.А. 1958. Некоторые данные по выветриванию серпентинитов. — В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Русинов В.Л. 1970. Некоторые особенности пропилитов субвулканической и приповерхностной фации глубинности. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Недра".

- Русинова О.В. 1970. Некоторые особенности аргиллизации пород на Бале́йском месторождении и связь ее с рудоотложением. – В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Недра".
- Русинова О.В., Алышева Э.И. 1971. Структурно-морфологические особенности глинистых минералов из близповерхностных золоторудных месторождений. – "Труды ЦНИГРИ", вып. 96, ч. 1.
- Русько Ю.А. 1974. Структурные и морфологические различия каолинита в породах коры выветривания Украинского щита. – В кн.: Каолины. М., "Наука".
- Рухин Л.Б. 1953. Основы литологии. Л.-М., Гостоптехиздат.
- Сапожников Д.Г. 1968. О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания. – В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., "Наука".
- Сапожников Д.Г., Никитина А.П., Слукин А.Д. 1969. О связи бокситов с корой выветривания. – В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. 1. М., "Наука".
- Сапрыкина Н.В. 1963. О миграции алюминия в коре выветривания кавказских субтропиков. – "Минер. сырье", № 7.
- Сахаров Б.А. 1974. Метод рентгеновской диагностики смешаннослойных структур и его геолого-минералогическое значение. Автореф. канд. дис. М.
- Сахаров В.А. 1969. Кора выветривания северной части Тургайского прогиба. – В кн.: Кора выветривания Урала. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Сванбергит из железистых руд и бокситов КМА и Урала. 1971. – "Минерал. сб. Львовск. ун-та", т. 25, вып. 3. Авт.: А.К. Гладковский, В.Н. Хромцов, Л.И. Меттих, И.Н. Дубровина.
- Селиверстов Ю.П. 1967. Поверхностные образования Западной Африки и их палеогеографическое значение. – "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", т. 145, вып. 6.
- Семашева И.Н. 1959. О процессах образования каолинистых глин на примере Ангренского бурутольного месторождения. – "Докл. АН СССР", т. 128, № 2.
- Сердюченко Д.П. 1945. Гипергенная хромовая шпинель из древней коры выветривания на Северном Кавказе. – "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва", т. 74, вып. 4.
- Сердюченко Д.П. 1952. Минералы коры выветривания на серпентинитах реки Малки. – В кн.: Кора выветривания, вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Сердюченко Д.П. 1953. Хлориты, их химическая конституция и классификация. – "Труды Ин-та геол. наук АН СССР", вып. 140. (Мин.-геохим. сер., № 14).
- Сивоконь В.И. 1969. Изучение и оценка месторождений первичных каолинов. М., "Недра".
- Сигов А.П. 1957. Кора выветривания Урала. – "Разведка и охрана недр", № 7.
- Сигов А.П. 1963. Кора выветривания Урала. – В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Сигов А.П. 1969. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., "Недра".
- Сидоренко А.В. 1958. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР.
- Сингенетические железные и марганцевые руды вулканогенной формации Алтая. 1964. В кн.: Осадочные формации Сибири. Новосибирск. (Труды 5-го Всесоюз. литол. совещ., т. 2). Авт.: А.С. Калугин, А.В. Груднева-Пешкова, А.Г. Гузман и др.
- Ситдиков Б.С., Филипповский В.И. 1972. Петрографическая характеристика и условия залегания девонских эффузивов в Приказанском районе Татарии. – "Докл. АН СССР", т. 204, № 1.
- Слукин А.Д. 1967. Кора выветривания щелочных ультраосновных пород и отложений сланцевой свиты докембрия одного из районов Сибири. – В кн.: Кора выветривания, вып. 8. М., "Наука".
- Слукин А.Д. 1970. Кора выветривания долеритов и бокситов Чадобецкого поднятия. – В кн.: Кора выветривания, вып. 11. М., "Наука".
- Слукин А.Д. 1973. Кора выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М., "Наука".
- Смешаннослойные каолинит-монтмориллониты из коры выветривания Закавказья. 1974. – "Литол. и полезн. ископ.", № 5. Авт.: Л.И. Боголюбова, А.В. Дриц, Б.А. Сахаров и др.
- Соболевская В.Н. 1973. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских платформ. М., "Наука".
- Сотников В.И., Полывянский Э.С., Проскураков А.А. 1973. Об участии вадозных вод в формировании Сорского месторождения. – "Геология и геофизика", № 2.
- Стороженко Л.Е., Иванов О.К. 1969. О корях выветривания алмазоносных районов Урала. – В кн.: Кора выветривания Урала. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Страхов Н.М. 1960. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Стручин А.И. 1961. Нонтронит в породах Кременчужского та Мало-Білозерського районів. – "Геологічні ж.", т. 21, № 5.

- Суворов В.Д., Крылов С.В. 1974. Закономерности глубинного строения Западной Сибири. - В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири. (Сб. науч. трудов). Новосибирск. Реф.: РЖ 1974, № 11, А254.
- Суспицын Н.В., Попович Ю.П. 1972. Морфология выветривания Горностаевского гипербазитового пояса. - В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана, вып. 1. Алма-Ата.
- Сысоев Ф.А. 1963. О генезисе никелевых месторождений выветривания линейного типа. - В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Сысоев Ф.А. 1975. О времени образования прожилков бурого железняка и халцедона в верхних горизонтах никелевых месторождений выветривания на Среднем Урале. - "Докл. АН СССР", т. 220, № 1.
- Тарасенко В.С. 1973. Геология коры выветривания и месторождений минеральных красок Выгорлат-Гутинской вулканической гряды (Закарпатье). Автореф. канд. дис. М.
- Ташилкин В.А. 1969. Кора выветривания Приморья. Автореф. канд. дис. М.
- Твалчрелидзе А.А., Дзоценидзе Г.С., Схартладзе Н.И. 1959. Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин. - "Труды Тбилисского ун-та. Серия геол. наук", т. 72, вып. 1.
- Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья. 1968. М., "Наука". Авт.: Н.И. Архангельский, Г.И. Вялюхин, Л.А. Умова, В.П. Шатров.
- Теняков В.А., Акаемов С.Т. 1972. Латеритные коры выветривания Гвинеи. - "Докл. АН СССР", т. 202, № 5.
- Терновский О.Р. 1972. О генезисе монтмориллонитовых глин коры выветривания Кустанайской области. - "Литол. и полезн. ископ.", № 2.
- Точилкин М.С. 1963. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат.
- Туголесов Ю.А., Яншин А.Л. 1966. Неотектонические впадины. - В кн.: Тектоника Евразии. М., "Наука".
- Туляганов Х.Т., Горьковец В.Г. 1959. О комплексном использовании полезных ископаемых Ангрена. - "Узб. геол. ж.", № 5.
- Тюрин Б.А. 1972. Древняя (мезозойская) кора выветривания. - В кн.: Геология СССР, т. 20. Центральный Казахстан, геологическое описание, кн. 1. М., "Недра".
- Уайт Л. 1958. Термальные источники и эпигенетические рудные месторождения. - В кн.: Проблемы рудных месторождений. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Ульянов Д.Г., Осадчук М.И., Пеннинский Д.Д., Мамедов М.А. 1940. Кобальтовые руды Урала. - "Труды ВИМС", вып. 167.
- Уокер Ф., Польдерварт А. 1950. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. - В кн.: Геология и петрография трапсовых формаций. М., Изд-во иностр. лит.
- Финько В.И., Корин И.З., Феормелль-Кортина Ф. 1967. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., "Наука".
- Финько В.И., Корин И.З. 1968. О корях выветривания и латеритах Кубы. - В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., "Наука".
- Финько В.И., Петров В.П., Коутин Д.П. 1973. Обзор неметаллических полезных ископаемых Кубы. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., "Наука".
- Фридланд В.М. 1961. О латеритах Северного Вьетнама. - В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Фридланд В.М. 1964. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М., "Наука".
- Фурман И.Я. 1957. К проблеме геохимии углерода. - "Труды Воронеж. ун-та", т. 58.
- Харват В.А., Проценко В.Д., Баскаков Ю.Ф. 1975. О проявлении гипогенной аргиллизации на золоторудных полях Западного Узбекистана. - Узб. геол. ж., № 3.
- Хардер Е. 1959. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения. - В кн.: Происхождение бокситов. М., ИЛ.
- Херасков Н.П. 1958. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения различных полезных ископаемых в земной коре. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Херасков Н.П. 1967а. Гипербазитовая формация Кемпирсайского массива Южного Урала и ассоциирующие с ней габбро-амфиболиты. Избр. труды. М., "Наука".
- Херасков Н.П. 1967б. Тектоника и формации. Избр. труды. М., "Наука".
- Херасков Н.П., Разумова В.Н. 1955. Картирование месторождений коры выветривания. - В кн.: К методике геологической съемки при поисках и разведках полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат.
- Херасков Н.П., Потемкин К.В., Спицын А.Н. 1960. Некоторые законо-

- мерности образования и размещения россыпных месторождений редких элементов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т.4. М., Изд-во АН СССР.
- Хожайнов Н.П., Акаемов С.Т., Савко А.Д. 1967. Кора выветривания на докембрийских породах района Павловского выступа Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Кора выветривания, вып. 8, М., "Наука".
- Черетели Д.В. 1966. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси, "Мешине-реба".
- Сеховский Ю.Г. 1973. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации. М., "Наука", ("Труды ГИН АН СССР", вып. 242).
- Чайкин С.И. 1964. Условия образования богатых железных руд КМА. — В кн.: Латериты. М., "Недра", (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14).
- Чекин С.С. 1969. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра и связанные с ней месторождения нижнеюрских каолиновых глин. Автореф. канд. дис. М.
- Чекин С.С. 1973. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М., "Наука".
- Чекин С.С., Финько В.И., Самостин Н.Д. 1974. Некоторые особенности преобразования полевых шпатов и мусковита в каолиновых корках выветривания. — В кн.: Каолины. М., "Наука".
- Черняховский А.Г. 1963а. Континентальные меловые и третичные отложения южного окончания Южного Урала и продукты их выветривания. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 77.
- Черняховский А.Г. 1963б. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал). — В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. — М., "Наука", ("Труды ГИН АН СССР", вып. 77).
- Черняховский А.Г. 1966. Элювий и продукты его преобразования (Казахстан и Средняя Азия). М., "Наука". ("Труды ГИН АН СССР", вып. 145).
- Черняховский А.Г. 1968а. Распространение и возраст коры выветривания в Западном Закавказье. — "Докл. АН СССР", т.182, № 1.
- Черняховский А.Г. 1968б. Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания горных пород. — В кн.: Кора выветривания, вып. 8. М., "Наука".
- Черняховский А.Г., Градусов Б.Н., Макарова О.В. 1975. Генезис каолинит-сметитов в корках выветривания. — "Литол. и полезн. ископ.", № 4.
- Чижиков П.Н. 1968. О нижней границе почвы. — "Почвоведение", № 11.
- Чумаков И.С. 1965. Кайнозой Рудного Алтая. М., "Наука". ("Труды ГИН АН СССР", вып. 138).
- Чумаков И.С. 1967. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила и Нубии в Верхнем Египте. М., "Наука". ("Труды ГИН АН СССР", вып.170).
- Чухров Ф.В. 1964. О возможности влияния вадозных вод на минералогию и некоторых гидротермальных месторождений. — "Теол. рудн. м-ний", № 1.
- Чухров Ф.В. 1974. Кору выветривания как источник материала некоторых осадочных руд. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 12.
- Чухров Ф.В. 1975. III Международный симпозиум по генезису и возрасту месторождений каолиновых глин (сентябрь 1974 г.). — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 3.
- Шагалов Г.А. 1969. Морфология и типы кор выветривания гранитоидов и вмещающих их метасоматических пород восточного склона Южного Урала. — В кн.: Кору выветривания Урала. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Шанцер Е.В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., "Наука". ("Труды ГИН АН СССР", вып.161).
- Шахов Ф.Н. 1964. Геология жильных месторождений. М., "Наука".
- Шведученко О.В. 1966. О селадоните из древней коры выветривания южных склонов и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — "Узб. геол. ж.", № 3.
- Шмидт А.И. 1970. Адуляритизация — новый тип предрудных гидротермальных изменений на некоторых колчеданных месторождениях. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Недра".
- Шуб В.С. 1969. Кору выветривания Урала и коррелятивные им осадка. — В кн.: Кору выветривания Урала. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Щербина В.Н. 1950. "Аморфный" доломит и доломито-кальцит в серпентинитах Казахстана. — "Докл. АН СССР", т.72, № 1.
- Щербина В.В. 1970. Особенности химизма гидротермального изменения вмещающих пород. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., "Недра".
- Щеточкин В.Н. 1970. Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности — "Литол. и полезн. ископ.", № 4.
- Шукина Е.Н. 1956. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее зна-

- чение для определения возраста и генезиса рельефа. — В кн.: Кора выветривания, вып. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Эдельштейн И.И. 1965. Празопалы из коры выветривания ультрабазитов. — "Вестн. Львовск. политехн. ин-та. Сер. геол. и разв.", № 5.
- Экзогенные эпигенетические месторождения урана. 1962. М., Атомиздат. Авт.: С.Г. Батулин, Е.А. Головин, О.И. Зеленова и др.
- Юников Б.А., Буслаев Ф.П. 1971. Особенности структуры аргиллизированного серишита из Гайского месторождения. — Ежегодник института геологии и геохимии Уральск. фил. АН СССР, 1970 г. Свердловск.
- Яковлева М.Н. 1958. Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья. — В кн.: Исследования и использование глин. Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Яницкий И.Н., Пименов В.В. 1976. Сюрпризы подземной гидросферы. "Природа", № 3.
- Яншин А.Л. 1968. Вулканизм и осадочное рудообразование (о книге Г.С. Дзюенидзе "Влияние вулканизма на образование осадков"). — "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", т. 43, вып. 4.
- Alietti A., Galli E. 1965. Studio mineralogico del gruppo del Montegalda (Vicenza). — "Mineral et petrogr. acta", 11. Реф.: ПЖ геол., 1966, 10, В 203.
- Bolter E. 1962. Alteration sequence in potassic olivine basalts. (Abstract). — "Geol. Soc. America, Spec. Papers", 68. Реф.: ПЖ геол., 1964, № 6, В 44.
- Bowles F.A., Angino E.A., Hosterman J.W., Galle O.K. 1971. Precipitation of deep-sea palygorskite and sepiolite. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", v. 11, № 4.
- Boussaroque J.Z., Maury R. 1972. Etude de l'association dawsonite-analcime. — "Compt. rend. Acad. Sci.", D 275, N 17. Реф.: ПЖ геол., 1973, № 4, В 157.
- Brindley G.W., Sousa Santos P.de. 1971. Antigorites occurrence as a clay mineral. — "Clays and Clay Min.", v. 19, N 3. Реф.: ПЖ геол., 1971, № 12, В 325.
- Brookins D.G. 1973. Chemical and x-ray investigation of chromiferous kaolinite ("miloshite") from the Geysers, Sonoma County, California. — "Clays and Clay Min.", v. 21, N 5. Реф.: ПЖ геол., 1974, № 7, В 256.
- Burnham C.W. 1962. Facies and types of hydrothermal alteration. — "Econ. Geol.", v. 57, N 5.
- Carapezza M., Morandi N. 1966. Sulla genesi delle alterazioni montmorillonitiche nelle ialoclastiti della Val-di-Noto (Sicilia). — "Mineral et petrogr. acta", N 12. Реф.: ПЖ геол., 1968, № 4, В 232.
- Dawson J.B. 1964. Carbonatitic volcanic ashes in Northern Tanganyika. — "Bull. volcanol.", 27, Discuss 91. Реф.: ПЖ геол., 1967, № 9, 482.
- Erdelyi I., Koblene Z.V., Varqa N.S. 1959. Neucr strukturelle Regeln der Hydroantigorit, ein neues serpentinit mineral und metakolloida der Brucit von Csodi-Berg bei Dunabogdány (Ungarn). — "Acta Geol. Acad. Sci. hung.", v. 6, N 1-2. Реф.: ПЖ геол., 1960, № 11, 2328.
- Harvey R., Beck C.W. 1962. Hydrothermal regularly interstratified chlorite-vermiculite and tobermorite in alteration zones at Goldfield, Nevada. — "Clays and Clay Min.", v. 9.
- James T.C. 1967. Thermal springs in Tanzania. — "Trans. Inst. Mining and Metallurgy", Bd. 76, Febr. Реф.: ПЖ геол., 1967, № 12, В 448.
- Kraus I., Polakovicova J. 1968. Mineralogical relations and chemism of nontronite. — beidellite series from the Badin area, Central Slovakia. — In: Earth Conference on Clay Mineralogy and Petrology in Kosice, Praha.
- Lindgren W. 1925. The Gel-Replacement—a new aspect a metasomatism. — "Proc. Nat. Acad. Sci. USA", v. 11.
- Lovering T.S. 1941. The origin of the tungsten ores of Boulder Country, Colorado. — "Econ. Geol.", v. 36, N 3.
- Loughnan F.C., Ward C.R. 1970. Corceixite — goyazite in kaolinite rocks of the Sydney basin. — J. und Proc. Roy. Soc. N.S., Wales, v. 103. N 2. Реф.: ПЖ геол., 1971, № 12, В 294.
- Maksimović Z., Crnković B. 1968. Halloysite and kaolinite formed through alteration of ultramafic rocks. — In: Report of the Twenty Thrid Session (International Geological Congress). 1968. Proc. Sympos. I. Prague, Academia. Реф.: ПЖ геол., 1969, № 4, В 335.
- Maksimović Z., White J. 1972. Infrared study of chromium-bearing halloysites. — In: International Clay Conference in Madrid, Abstracts.
- Martin-Vivaldi J.Z. 1963. The bentonitis of Cabo de Gata (Southeast Spain) and of Guelaya volcanic province (North Morocco). — In: Clays and Clay Minerals. 11th National Conference. Oxford, Pergamon Press.
- Mulina C. 1973. Hidrotermal — egzogena ležišta silikatnih ruda nikla i kobalta glavice i Cikotova. — "Tehnika", v. 28, N 10; Rud. geol. i metalurg, 24, N 10. Реф.: ПЖ геол., 1974, 3, № 66.
- Nahon D., Raellan A. 1972. Encroûtements calcaires et cuirasses ferrugineuses dans l'Ouest de Sénégal et de la Mau-

- ritanie. — "Compt. rend. Acad. sci. ser. D", 274, N 4. Реф.: РЖ геол., 1972, № 6, А 132.
- Noll W. 1936a. Synthese von montmorilloniten (Ein Beitrag zur Kenntniss der Bildungsbedingungen und des Chemismus von montmorillonit). — "Chem. Erde", Bd. 10, H. 1.
- Noll W. 1936b. Über die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonit, Serizit, Pirophillit und Analcim. — "Z. Kristallogr., Mineral und Petrogr., Abt. B.", Bd. 48, N 3–4.
- Pavlovsky E.V. 1974. Cratonisation de l'écorce continentale. — In: "Géologie du cristallin". Liège, Cent. la Soc. Géol. Belgique.
- Samuelsson L. 1973. Selective weathering of igneous rocks. — "Sver. geol. undersökn. Arsbok", C, N 690.
- Steiner A. 1968. Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand. — "Clay and Clay Min.", v.16, N 3.
- Tomasson J., Kristmannsdóttir H. 1972. High temperature alteration minerals and thermal brines. Reykjanæs, Iceland. — "Contr. Mineral. and Petrol.", v.36, N 2.
- Valin F. 1972. Nakrit ve zvětralém pobloží permokarbonu vnitrosudetské pánve. — "Časop. Nár. muz. Odd. přírodověd.", v.141, N 3–4. Реф.: РЖ геол., 1974, № 10, В 243.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава первая	
Постмагматические гидротермальные образования	14
Глава вторая	
Геологические и минералогические данные, доказывающие гидротермально-вадозное происхождение древних кор выветривания	25
Строение разрезов	-
Горизонтальная и вертикальная зональность	32
Минералогические, геохимические и другие данные	37
Эталонный нитронитовый профиль	58
Глава третья	
Разбор основных генетических признаков древних кор выветривания с точки зрения гидротермально-вадозной теории	67
Затухание процесса метасоматического выщелачивания с глубиной	-
Площадная форма залегания	70
Приразломные залежи глинистых метасоматитов площадного и трещинного типа на примере никеленосных кор выветривания гипербазитовых массивов Урала	77
Приуроченность к поверхности древних пенепленов	81
Эпохи корообразования	84
Региональное распространение	87
Сохранность и размыв	94
Глава четвертая	
Выводы о генезисе древних кор выветривания	98
Условия образования	-
Глинистые метасоматиты зон разломов как особая геохимическая фация гидротермальных систем	103
Глава пятая	
Генетические типы глинистых метасоматитов, входящие в комплекс пород древней коры выветривания	105
Приразломные глинистые метасоматиты платформенного фундамента	-
Внутриформационные глинистые метасоматиты вулканических комплексов	109
Разломно-стратиформные глинистые метасоматиты платформенного фундамента и осадочного чехла	115
Глинистые метасоматиты поверхностей размыва локального распространения	120
Закключение	134
Литература	136

CONTENTS

Preface	3
Introduction	5
Chapter first	
Postmagmatic hydrothermal formations	14
Chapter second	
Geological and mineralogical data confirming the hydrothermal-vadose origin of old weathering crusts	25
Structure of the sections	—
Horizontal and vertical zonation	32
Mineralogical, geochemical and other data	37
Standard "nontronite profile"	58
Chapter third	
Analysis of the principal genetic features of old crusts of weathering in terms of the hydrothermal-vadose theory	67
Fading out of the metasomatic leaching process at depths	—
Areal modes of occurrence	70
Fault-associated layer clay metasomatites of the areal and fracture types, for instance nickel-bearing weathering crusts of ultrabasic massifs in the Urals	77
Association to the surface of old peneplains	81
Epochs of the crust formation	84
Regional distribution	87
Preservation and washout	94
Chapter fourth	
Conclusions on genesis of old weathering crusts	98
Conditions of formations	—
Clay metasomatites of fractured zones as a peculiar geochemical facies of hydrothermal systems	103
Chapter fifth	
Genetic types of clay metasomatites composing the complex of rocks of the old weathering crust	105
Fault-associated clay metasomatites of the platform basement	—
Intraformational clay metasomatites of volcanic complexes	109
Fractured-stratiform clay metasomatites of the platform basement and sedimentary cover	115
Eluvial clay metasomatites and the washout surfaces of local distribution	120
Conclusion	134
Bibliography	136

Валентина Николаевна Разумова

ДРЕВНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор *Т.В. Калошина*. Редактор издательства *Р.Л. Мишина*

Художественный редактор *А.Н. Жданов*. Технический редактор *Л.А. Куликова*

Подписано к печати 8/VII-77 г. Т — 09985. Усл.печ.л. 13,9. Уч.-изд.л. 14,0
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 900 экз. Тип. зак. 344 Цена 1р. 50к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12