

Н.А.СОЛОДОВ В.В.БУРНОВ Л.Н.ОВЧИННИКОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СПРАВОЧНИК

по легким
литофильным
редким
металлам



Н.А.СОЛОДОВ В.В.БУРКОВ Л.Н.ОВЧИННИКОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СПРАВОЧНИК

по легким
литофильным
редким
металлам

Под редакцией
члена-корреспондента
АН СССР Н. П. ЛАВЕРОВА

18894



МОСКВА "НЕДРА" 1986

Солодов Н. А., Бурков В. В., Овчинников Л. Н. Геологический справочник по легким литофильным редким металлам. Под ред. Н. П. Лаверова. М.: Недра, 1986.— 287 с.

Описаны история открытия, физические и химические свойства, природные и синтетические минералы лития, рубидия, цезия, бериллия, стронция, распространенность их в магматических, метаморфических, осадочных породах и минерализованных водах. Охарактеризованы рудные формации и промышленно-парагенетические типы редких металлов, их прогнозные и поисково-оценочные критерии. Даны сведения о мировых запасах металлов и их распределении по формациям, типам месторождений, минеральным типам руд, по странам, материкам, геотектоническим структурам и поясам, геологическим эпохам. Рассмотрены методы прогнозирования, поисков, оценки и разведки месторождений, подсчета запасов, обогащения руд, технология переработки концентратов, экономика редких металлов, области их применения, добыча, производство, потребление.

Для геологов, обогатителей, технологов.

Табл. 93, список лит.— 43 назв.

Рецензент: В. Н. Козеренко, д-р геол.-минер. наук (Все-союзный заочный политехнический институт)

Еще совсем недавно редкие металлы интересовали только ученых. Благодаря научно-технической революции и бурному развитию новых отраслей промышленности за последние десятилетия мировое потребление многих редких металлов стало исчисляться тысячами и даже десятками (ниобий, цериевые земли, стронций, кадмий) и сотнями (цирконий) тысяч тонн. Справедливо полагают, что в наш век не только, и даже не столько производство чугуна и стали на душу населения, сколько масштабы потребления редких металлов определяют уровень промышленно-экономического развития государства. Сейчас трудно себе представить существование целого ряда современных отраслей промышленности без тех или иных редких металлов. Например, атомной и ядерной энергетики — без лития, цветного телевидения — без стронция, полупроводниковой техники — без германия и других халькофильных редких металлов, атомной промышленности — без бериллия и циркония, производства жаростойких сплавов — без ниобия, тантала и циркония.

Вместе с тем сведения о химических и физических свойствах, геохимии, минералогии, месторождениях, минералогении, методике поисков и разведки, обогащении руд, технологии передела концентратов, методах анализа и экономике редких металлов рассеяны в тысячах специальных публикаций, которые в большинстве своем труднодоступны. Это и вызвало к жизни издание данного, первого в мире геологического справочника, суммирующего сведения по Li, Rb, Cs, ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th, ²³⁰Th, ²²⁸Ac, ²²⁶Ra, ²²²Rn, ²¹⁰Pb, ²¹⁰Bi, ²¹⁰Po, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²⁰⁹Bi, ²⁰⁸Tl, ²⁰⁷Tl, ²⁰⁶Tl, ²⁰⁵Tl, ²⁰⁴Tl, ²⁰³Tl, ²⁰²Tl, ²⁰¹Tl, ²⁰⁰Tl, ¹⁹⁹Tl, ¹⁹⁸Tl, ¹⁹⁷Tl, ¹⁹⁶Tl, ¹⁹⁵Tl, ¹⁹⁴Tl, ¹⁹³Tl, ¹⁹²Tl, ¹⁹¹Tl, ¹⁹⁰Tl, ¹⁸⁹Tl, ¹⁸⁸Tl, ¹⁸⁷Tl, ¹⁸⁶Tl, ¹⁸⁵Tl, ¹⁸⁴Tl, ¹⁸³Tl, ¹⁸²Tl, ¹⁸¹Tl, ¹⁸⁰Tl, ¹⁷⁹Tl, ¹⁷⁸Tl, ¹⁷⁷Tl, ¹⁷⁶Tl, ¹⁷⁵Tl, ¹⁷⁴Tl, ¹⁷³Tl, ¹⁷²Tl, ¹⁷¹Tl, ¹⁷⁰Tl, ¹⁶⁹Tl, ¹⁶⁸Tl, ¹⁶⁷Tl, ¹⁶⁶Tl, ¹⁶⁵Tl, ¹⁶⁴Tl, ¹⁶³Tl, ¹⁶²Tl, ¹⁶¹Tl, ¹⁶⁰Tl, ¹⁵⁹Tl, ¹⁵⁸Tl, ¹⁵⁷Tl, ¹⁵⁶Tl, ¹⁵⁵Tl, ¹⁵⁴Tl, ¹⁵³Tl, ¹⁵²Tl, ¹⁵¹Tl, ¹⁵⁰Tl, ¹⁴⁹Tl, ¹⁴⁸Tl, ¹⁴⁷Tl, ¹⁴⁶Tl, ¹⁴⁵Tl, ¹⁴⁴Tl, ¹⁴³Tl, ¹⁴²Tl, ¹⁴¹Tl, ¹⁴⁰Tl, ¹³⁹Tl, ¹³⁸Tl, ¹³⁷Tl, ¹³⁶Tl, ¹³⁵Tl, ¹³⁴Tl, ¹³³Tl, ¹³²Tl, ¹³¹Tl, ¹³⁰Tl, ¹²⁹Tl, ¹²⁸Tl, ¹²⁷Tl, ¹²⁶Tl, ¹²⁵Tl, ¹²⁴Tl, ¹²³Tl, ¹²²Tl, ¹²¹Tl, ¹²⁰Tl, ¹¹⁹Tl, ¹¹⁸Tl, ¹¹⁷Tl, ¹¹⁶Tl, ¹¹⁵Tl, ¹¹⁴Tl, ¹¹³Tl, ¹¹²Tl, ¹¹¹Tl, ¹¹⁰Tl, ¹⁰⁹Tl, ¹⁰⁸Tl, ¹⁰⁷Tl, ¹⁰⁶Tl, ¹⁰⁵Tl, ¹⁰⁴Tl, ¹⁰³Tl, ¹⁰²Tl, ¹⁰¹Tl, ¹⁰⁰Tl, ⁹⁹Tl, ⁹⁸Tl, ⁹⁷Tl, ⁹⁶Tl, ⁹⁵Tl, ⁹⁴Tl, ⁹³Tl, ⁹²Tl, ⁹¹Tl, ⁹⁰Tl, ⁸⁹Tl, ⁸⁸Tl, ⁸⁷Tl, ⁸⁶Tl, ⁸⁵Tl, ⁸⁴Tl, ⁸³Tl, ⁸²Tl, ⁸¹Tl, ⁸⁰Tl, ⁷⁹Tl, ⁷⁸Tl, ⁷⁷Tl, ⁷⁶Tl, ⁷⁵Tl, ⁷⁴Tl, ⁷³Tl, ⁷²Tl, ⁷¹Tl, ⁷⁰Tl, ⁶⁹Tl, ⁶⁸Tl, ⁶⁷Tl, ⁶⁶Tl, ⁶⁵Tl, ⁶⁴Tl, ⁶³Tl, ⁶²Tl, ⁶¹Tl, ⁶⁰Tl, ⁵⁹Tl, ⁵⁸Tl, ⁵⁷Tl, ⁵⁶Tl, ⁵⁵Tl, ⁵⁴Tl, ⁵³Tl, ⁵²Tl, ⁵¹Tl, ⁵⁰Tl, ⁴⁹Tl, ⁴⁸Tl, ⁴⁷Tl, ⁴⁶Tl, ⁴⁵Tl, ⁴⁴Tl, ⁴³Tl, ⁴²Tl, ⁴¹Tl, ⁴⁰Tl, ³⁹Tl, ³⁸Tl, ³⁷Tl, ³⁶Tl, ³⁵Tl, ³⁴Tl, ³³Tl, ³²Tl, ³¹Tl, ³⁰Tl, ²⁹Tl, ²⁸Tl, ²⁷Tl, ²⁶Tl, ²⁵Tl, ²⁴Tl, ²³Tl, ²²Tl, ²¹Tl, ²⁰Tl, ¹⁹Tl, ¹⁸Tl, ¹⁷Tl, ¹⁶Tl, ¹⁵Tl, ¹⁴Tl, ¹³Tl, ¹²Tl, ¹¹Tl, ¹⁰Tl, ⁹Tl, ⁸Tl, ⁷Tl, ⁶Tl, ⁵Tl, ⁴Tl, ³Tl, ²Tl, ¹Tl, ⁰Tl, ⁻¹Tl, ⁻²Tl, ⁻³Tl, ⁻⁴Tl, ⁻⁵Tl, ⁻⁶Tl, ⁻⁷Tl, ⁻⁸Tl, ⁻⁹Tl, ⁻¹⁰Tl, ⁻¹¹Tl, ⁻¹²Tl, ⁻¹³Tl, ⁻¹⁴Tl, ⁻¹⁵Tl, ⁻¹⁶Tl, ⁻¹⁷Tl, ⁻¹⁸Tl, ⁻¹⁹Tl, ⁻²⁰Tl, ⁻²¹Tl, ⁻²²Tl, ⁻²³Tl, ⁻²⁴Tl, ⁻²⁵Tl, ⁻²⁶Tl, ⁻²⁷Tl, ⁻²⁸Tl, ⁻²⁹Tl, ⁻³⁰Tl, ⁻³¹Tl, ⁻³²Tl, ⁻³³Tl, ⁻³⁴Tl, ⁻³⁵Tl, ⁻³⁶Tl, ⁻³⁷Tl, ⁻³⁸Tl, ⁻³⁹Tl, ⁻⁴⁰Tl, ⁻⁴¹Tl, ⁻⁴²Tl, ⁻⁴³Tl, ⁻⁴⁴Tl, ⁻⁴⁵Tl, ⁻⁴⁶Tl, ⁻⁴⁷Tl, ⁻⁴⁸Tl, ⁻⁴⁹Tl, ⁻⁵⁰Tl, ⁻⁵¹Tl, ⁻⁵²Tl, ⁻⁵³Tl, ⁻⁵⁴Tl, ⁻⁵⁵Tl, ⁻⁵⁶Tl, ⁻⁵⁷Tl, ⁻⁵⁸Tl, ⁻⁵⁹Tl, ⁻⁶⁰Tl, ⁻⁶¹Tl, ⁻⁶²Tl, ⁻⁶³Tl, ⁻⁶⁴Tl, ⁻⁶⁵Tl, ⁻⁶⁶Tl, ⁻⁶⁷Tl, ⁻⁶⁸Tl, ⁻⁶⁹Tl, ⁻⁷⁰Tl, ⁻⁷¹Tl, ⁻⁷²Tl, ⁻⁷³Tl, ⁻⁷⁴Tl, ⁻⁷⁵Tl, ⁻⁷⁶Tl, ⁻⁷⁷Tl, ⁻⁷⁸Tl, ⁻⁷⁹Tl, ⁻⁸⁰Tl, ⁻⁸¹Tl, ⁻⁸²Tl, ⁻⁸³Tl, ⁻⁸⁴Tl, ⁻⁸⁵Tl, ⁻⁸⁶Tl, ⁻⁸⁷Tl, ⁻⁸⁸Tl, ⁻⁸⁹Tl, ⁻⁹⁰Tl, ⁻⁹¹Tl, ⁻⁹²Tl, ⁻⁹³Tl, ⁻⁹⁴Tl, ⁻⁹⁵Tl, ⁻⁹⁶Tl, ⁻⁹⁷Tl, ⁻⁹⁸Tl, ⁻⁹⁹Tl, ⁻¹⁰⁰Tl, ⁻¹⁰¹Tl, ⁻¹⁰²Tl, ⁻¹⁰³Tl, ⁻¹⁰⁴Tl, ⁻¹⁰⁵Tl, ⁻¹⁰⁶Tl, ⁻¹⁰⁷Tl, ⁻¹⁰⁸Tl, ⁻¹⁰⁹Tl, ⁻¹¹⁰Tl, ⁻¹¹¹Tl, ⁻¹¹²Tl, ⁻¹¹³Tl, ⁻¹¹⁴Tl, ⁻¹¹⁵Tl, ⁻¹¹⁶Tl, ⁻¹¹⁷Tl, ⁻¹¹⁸Tl, ⁻¹¹⁹Tl, ⁻¹²⁰Tl, ⁻¹²¹Tl, ⁻¹²²Tl, ⁻¹²³Tl, ⁻¹²⁴Tl, ⁻¹²⁵Tl, ⁻¹²⁶Tl, ⁻¹²⁷Tl, ⁻¹²⁸Tl, ⁻¹²⁹Tl, ⁻¹³⁰Tl, ⁻¹³¹Tl, ⁻¹³²Tl, ⁻¹³³Tl, ⁻¹³⁴Tl, ⁻¹³⁵Tl, ⁻¹³⁶Tl, ⁻¹³⁷Tl, ⁻¹³⁸Tl, ⁻¹³⁹Tl, ⁻¹⁴⁰Tl, ⁻¹⁴¹Tl, ⁻¹⁴²Tl, ⁻¹⁴³Tl, ⁻¹⁴⁴Tl, ⁻¹⁴⁵Tl, ⁻¹⁴⁶Tl, ⁻¹⁴⁷Tl, ⁻¹⁴⁸Tl, ⁻¹⁴⁹Tl, ⁻¹⁵⁰Tl, ⁻¹⁵¹Tl, ⁻¹⁵²Tl, ⁻¹⁵³Tl, ⁻¹⁵⁴Tl, ⁻¹⁵⁵Tl, ⁻¹⁵⁶Tl, ⁻¹⁵⁷Tl, ⁻¹⁵⁸Tl, ⁻¹⁵⁹Tl, ⁻¹⁶⁰Tl, ⁻¹⁶¹Tl, ⁻¹⁶²Tl, ⁻¹⁶³Tl, ⁻¹⁶⁴Tl, ⁻¹⁶⁵Tl, ⁻¹⁶⁶Tl, ⁻¹⁶⁷Tl, ⁻¹⁶⁸Tl, ⁻¹⁶⁹Tl, ⁻¹⁷⁰Tl, ⁻¹⁷¹Tl, ⁻¹⁷²Tl, ⁻¹⁷³Tl, ⁻¹⁷⁴Tl, ⁻¹⁷⁵Tl, ⁻¹⁷⁶Tl, ⁻¹⁷⁷Tl, ⁻¹⁷⁸Tl, ⁻¹⁷⁹Tl, ⁻¹⁸⁰Tl, ⁻¹⁸¹Tl, ⁻¹⁸²Tl, ⁻¹⁸³Tl, ⁻¹⁸⁴Tl, ⁻¹⁸⁵Tl, ⁻¹⁸⁶Tl, ⁻¹⁸⁷Tl, ⁻¹⁸⁸Tl, ⁻¹⁸⁹Tl, ⁻¹⁹⁰Tl, ⁻¹⁹¹Tl, ⁻¹⁹²Tl, ⁻¹⁹³Tl, ⁻¹⁹⁴Tl, ⁻¹⁹⁵Tl, ⁻¹⁹⁶Tl, ⁻¹⁹⁷Tl, ⁻¹⁹⁸Tl, ⁻¹⁹⁹Tl, ⁻²⁰⁰Tl, ⁻²⁰¹Tl, ⁻²⁰²Tl, ⁻²⁰³Tl, ⁻²⁰⁴Tl, ⁻²⁰⁵Tl, ⁻²⁰⁶Tl, ⁻²⁰⁷Tl, ⁻²⁰⁸Tl, ⁻²⁰⁹Tl, ⁻²¹⁰Tl, ⁻²¹¹Tl, ⁻²¹²Tl, ⁻²¹³Tl, ⁻²¹⁴Tl, ⁻²¹⁵Tl, ⁻²¹⁶Tl, ⁻²¹⁷Tl, ⁻²¹⁸Tl, ⁻²¹⁹Tl, ⁻²²⁰Tl, ⁻²²¹Tl, ⁻²²²Tl, ⁻²²³Tl, ⁻²²⁴Tl, ⁻²²⁵Tl, ⁻²²⁶Tl, ⁻²²⁷Tl, ⁻²²⁸Tl, ⁻²²⁹Tl, ⁻²³⁰Tl, ⁻²³¹Tl, ⁻²³²Tl, ⁻²³³Tl, ⁻²³⁴Tl, ⁻²³⁵Tl, ⁻²³⁶Tl, ⁻²³⁷Tl, ⁻²³⁸Tl, ⁻²³⁹Tl, ⁻²⁴⁰Tl, ⁻²⁴¹Tl, ⁻²⁴²Tl, ⁻²⁴³Tl, ⁻²⁴⁴Tl, ⁻²⁴⁵Tl, ⁻²⁴⁶Tl, ⁻²⁴⁷Tl, ⁻²⁴⁸Tl, ⁻²⁴⁹Tl, ⁻²⁵⁰Tl, ⁻²⁵¹Tl, ⁻²⁵²Tl, ⁻²⁵³Tl, ⁻²⁵⁴Tl, ⁻²⁵⁵Tl, ⁻²⁵⁶Tl, ⁻²⁵⁷Tl, ⁻²⁵⁸Tl, ⁻²⁵⁹Tl, ⁻²⁶⁰Tl, ⁻²⁶¹Tl, ⁻²⁶²Tl, ⁻²⁶³Tl, ⁻²⁶⁴Tl, ⁻²⁶⁵Tl, ⁻²⁶⁶Tl, ⁻²⁶⁷Tl, ⁻²⁶⁸Tl, ⁻²⁶⁹Tl, ⁻²⁷⁰Tl, ⁻²⁷¹Tl, ⁻²⁷²Tl, ⁻²⁷³Tl, ⁻²⁷⁴Tl, ⁻²⁷⁵Tl, ⁻²⁷⁶Tl, ⁻²⁷⁷Tl, ⁻²⁷⁸Tl, ⁻²⁷⁹Tl, ⁻²⁸⁰Tl, ⁻²⁸¹Tl, ⁻²⁸²Tl, ⁻²⁸³Tl, ⁻²⁸⁴Tl, ⁻²⁸⁵Tl, ⁻²⁸⁶Tl, ⁻²⁸⁷Tl, ⁻²⁸⁸Tl, ⁻²⁸⁹Tl, ⁻²⁹⁰Tl, ⁻²⁹¹Tl, ⁻²⁹²Tl, ⁻²⁹³Tl, ⁻²⁹⁴Tl, ⁻²⁹⁵Tl, ⁻²⁹⁶Tl, ⁻²⁹⁷Tl, ⁻²⁹⁸Tl, ⁻²⁹⁹Tl, ⁻³⁰⁰Tl, ⁻³⁰¹Tl, ⁻³⁰²Tl, ⁻³⁰³Tl, ⁻³⁰⁴Tl, ⁻³⁰⁵Tl, ⁻³⁰⁶Tl, ⁻³⁰⁷Tl, ⁻³⁰⁸Tl, ⁻³⁰⁹Tl, ⁻³¹⁰Tl, ⁻³¹¹Tl, ⁻³¹²Tl, ⁻³¹³Tl, ⁻³¹⁴Tl, ⁻³¹⁵Tl, ⁻³¹⁶Tl, ⁻³¹⁷Tl, ⁻³¹⁸Tl, ⁻³¹⁹Tl, ⁻³²⁰Tl, ⁻³²¹Tl, ⁻³²²Tl, ⁻³²³Tl, ⁻³²⁴Tl, ⁻³²⁵Tl, ⁻³²⁶Tl, ⁻³²⁷Tl, ⁻³²⁸Tl, ⁻³²⁹Tl, ⁻³³⁰Tl, ⁻³³¹Tl, ⁻³³²Tl, ⁻³³³Tl, ⁻³³⁴Tl, ⁻³³⁵Tl, ⁻³³⁶Tl, ⁻³³⁷Tl, ⁻³³⁸Tl, ⁻³³⁹Tl, ⁻³⁴⁰Tl, ⁻³⁴¹Tl, ⁻³⁴²Tl, ⁻³⁴³Tl, ⁻³⁴⁴Tl, ⁻³⁴⁵Tl, ⁻³⁴⁶Tl, ⁻³⁴⁷Tl, ⁻³⁴⁸Tl, ⁻³⁴⁹Tl, ⁻³⁵⁰Tl, ⁻³⁵¹Tl, ⁻³⁵²Tl, ⁻³⁵³Tl, ⁻³⁵⁴Tl, ⁻³⁵⁵Tl, ⁻³⁵⁶Tl, ⁻³⁵⁷Tl, ⁻³⁵⁸Tl, ⁻³⁵⁹Tl, ⁻³⁶⁰Tl, ⁻³⁶¹Tl, ⁻³⁶²Tl, ⁻³⁶³Tl, ⁻³⁶⁴Tl, ⁻³⁶⁵Tl, ⁻³⁶⁶Tl, ⁻³⁶⁷Tl, ⁻³⁶⁸Tl, ⁻³⁶⁹Tl, ⁻³⁷⁰Tl, ⁻³⁷¹Tl, ⁻³⁷²Tl, ⁻³⁷³Tl, ⁻³⁷⁴Tl, ⁻³⁷⁵Tl, ⁻³⁷⁶Tl, ⁻³⁷⁷Tl, ⁻³⁷⁸Tl, ⁻³⁷⁹Tl, ⁻³⁸⁰Tl, ⁻³⁸¹Tl, ⁻³⁸²Tl, ⁻³⁸³Tl, ⁻³⁸⁴Tl, ⁻³⁸⁵Tl, ⁻³⁸⁶Tl, ⁻³⁸⁷Tl, ⁻³⁸⁸Tl, ⁻³⁸⁹Tl, ⁻³⁹⁰Tl, ⁻³⁹¹Tl, ⁻³⁹²Tl, ⁻³⁹³Tl, ⁻³⁹⁴Tl, ⁻³⁹⁵Tl, ⁻³⁹⁶Tl, ⁻³⁹⁷Tl, ⁻³⁹⁸Tl, ⁻³⁹⁹Tl, ⁻⁴⁰⁰Tl, ⁻⁴⁰¹Tl, ⁻⁴⁰²Tl, ⁻⁴⁰³Tl, ⁻⁴⁰⁴Tl, ⁻⁴⁰⁵Tl, ⁻⁴⁰⁶Tl, ⁻⁴⁰⁷Tl, ⁻⁴⁰⁸Tl, ⁻⁴⁰⁹Tl, ⁻⁴¹⁰Tl, ⁻⁴¹¹Tl, ⁻⁴¹²Tl, ⁻⁴¹³Tl, ⁻⁴¹⁴Tl, ⁻⁴¹⁵Tl, ⁻⁴¹⁶Tl, ⁻⁴¹⁷Tl, ⁻⁴¹⁸Tl, ⁻⁴¹⁹Tl, ⁻⁴²⁰Tl, ⁻⁴²¹Tl, ⁻⁴²²Tl, ⁻⁴²³Tl, ⁻⁴²⁴Tl, ⁻⁴²⁵Tl, ⁻⁴²⁶Tl, ⁻⁴²⁷Tl, ⁻⁴²⁸Tl, ⁻⁴²⁹Tl, ⁻⁴³⁰Tl, ⁻⁴³¹Tl, ⁻⁴³²Tl, ⁻⁴³³Tl, ⁻⁴³⁴Tl, ⁻⁴³⁵Tl, ⁻⁴³⁶Tl, ⁻⁴³⁷Tl, ⁻⁴³⁸Tl, ⁻⁴³⁹Tl, ⁻⁴⁴⁰Tl, ⁻⁴⁴¹Tl, ⁻⁴⁴²Tl, ⁻⁴⁴³Tl, ⁻⁴⁴⁴Tl, ⁻⁴⁴⁵Tl, ⁻⁴⁴⁶Tl, ⁻⁴⁴⁷Tl, ⁻⁴⁴⁸Tl, ⁻⁴⁴⁹Tl, ⁻⁴⁵⁰Tl, ⁻⁴⁵¹Tl, ⁻⁴⁵²Tl, ⁻⁴⁵³Tl, ⁻⁴⁵⁴Tl, ⁻⁴⁵⁵Tl, ⁻⁴⁵⁶Tl, ⁻⁴⁵⁷Tl, ⁻⁴⁵⁸Tl, ⁻⁴⁵⁹Tl, ⁻⁴⁶⁰Tl, ⁻⁴⁶¹Tl, ⁻⁴⁶²Tl, ⁻⁴⁶³Tl, ⁻⁴⁶⁴Tl, ⁻⁴⁶⁵Tl, ⁻⁴⁶⁶Tl, ⁻⁴⁶⁷Tl, ⁻⁴⁶⁸Tl, ⁻⁴⁶⁹Tl, ⁻⁴⁷⁰Tl, ⁻⁴⁷¹Tl, ⁻⁴⁷²Tl, ⁻⁴⁷³Tl, ⁻⁴⁷⁴Tl, ⁻⁴⁷⁵Tl, ⁻⁴⁷⁶Tl, ⁻⁴⁷⁷Tl, ⁻⁴⁷⁸Tl, ⁻⁴⁷⁹Tl, ⁻⁴⁸⁰Tl, ⁻⁴⁸¹Tl, ⁻⁴⁸²Tl, ⁻⁴⁸³Tl, ⁻⁴⁸⁴Tl, ⁻⁴⁸⁵Tl, ⁻⁴⁸⁶Tl, ⁻⁴⁸⁷Tl, ⁻⁴⁸⁸Tl, ⁻⁴⁸⁹Tl, ⁻⁴⁹⁰Tl, ⁻⁴⁹¹Tl, ⁻⁴⁹²Tl, ⁻⁴⁹³Tl, ⁻⁴⁹⁴Tl, ⁻⁴⁹⁵Tl, ⁻⁴⁹⁶Tl, ⁻⁴⁹⁷Tl, ⁻⁴⁹⁸Tl, ⁻⁴⁹⁹Tl, ⁻⁵⁰⁰Tl, ⁻⁵⁰¹Tl, ⁻⁵⁰²Tl, ⁻⁵⁰³Tl, ⁻⁵⁰⁴Tl, ⁻⁵⁰⁵Tl, ⁻⁵⁰⁶Tl, ⁻⁵⁰⁷Tl, ⁻⁵⁰⁸Tl, ⁻⁵⁰⁹Tl, ⁻⁵¹⁰Tl, ⁻⁵¹¹Tl, ⁻⁵¹²Tl, ⁻⁵¹³Tl, ⁻⁵¹⁴Tl, ⁻⁵¹⁵Tl, ⁻⁵¹⁶Tl, ⁻⁵¹⁷Tl, ⁻⁵¹⁸Tl, ⁻⁵¹⁹Tl, ⁻⁵²⁰Tl, ⁻⁵²¹Tl, ⁻⁵²²Tl, ⁻⁵²³Tl, ⁻⁵²⁴Tl, ⁻⁵²⁵Tl, ⁻⁵²⁶Tl, ⁻⁵²⁷Tl, ⁻⁵²⁸Tl, ⁻⁵²⁹Tl, ⁻⁵³⁰Tl, ⁻⁵³¹Tl, ⁻⁵³²Tl, ⁻⁵³³Tl, ⁻⁵³⁴Tl, ⁻⁵³⁵Tl, ⁻⁵³⁶Tl, ⁻⁵³⁷Tl, ⁻⁵³⁸Tl, ⁻⁵³⁹Tl, ⁻⁵⁴⁰Tl, ⁻⁵⁴¹Tl, ⁻⁵⁴²Tl, ⁻⁵⁴³Tl, ⁻⁵⁴⁴Tl, ⁻⁵⁴⁵Tl, ⁻⁵⁴⁶Tl, ⁻⁵⁴⁷Tl, ⁻⁵⁴⁸Tl, ⁻⁵⁴⁹Tl, ⁻⁵⁵⁰Tl, ⁻⁵⁵¹Tl, ⁻⁵⁵²Tl, ⁻⁵⁵³Tl, ⁻⁵⁵⁴Tl, ⁻⁵⁵⁵Tl, ⁻⁵⁵⁶Tl, ⁻⁵⁵⁷Tl, ⁻⁵⁵⁸Tl, ⁻⁵⁵⁹Tl, ⁻⁵⁶⁰Tl, ⁻⁵⁶¹Tl, ⁻⁵⁶²Tl, ⁻⁵⁶³Tl, ⁻⁵⁶⁴Tl, ⁻⁵⁶⁵Tl, ⁻⁵⁶⁶Tl, ⁻⁵⁶⁷Tl, ⁻⁵⁶⁸Tl, ⁻⁵⁶⁹Tl, ⁻⁵⁷⁰Tl, ⁻⁵⁷¹Tl, ⁻⁵⁷²Tl, ⁻⁵⁷³Tl, ⁻⁵⁷⁴Tl, ⁻⁵⁷⁵Tl, ⁻⁵⁷⁶Tl, ⁻⁵⁷⁷Tl, ⁻⁵⁷⁸Tl, ⁻⁵⁷⁹Tl, ⁻⁵⁸⁰Tl, ⁻⁵⁸¹Tl, ⁻⁵⁸²Tl, ⁻⁵⁸³Tl, ⁻⁵⁸⁴Tl, ⁻⁵⁸⁵Tl, ⁻⁵⁸⁶Tl, ⁻⁵⁸⁷Tl, ⁻⁵⁸⁸Tl, ⁻⁵⁸⁹Tl, ⁻⁵⁹⁰Tl, ⁻⁵⁹¹Tl, ⁻⁵⁹²Tl, ⁻⁵⁹³Tl, ⁻⁵⁹⁴Tl, ⁻⁵⁹⁵Tl, ⁻⁵⁹⁶Tl, ⁻⁵⁹⁷Tl, ⁻⁵⁹⁸Tl, ⁻⁵⁹⁹Tl, ⁻⁶⁰⁰Tl, ⁻⁶⁰¹Tl, ⁻⁶⁰²Tl, ⁻⁶⁰³Tl, ⁻⁶⁰⁴Tl, ⁻⁶⁰⁵Tl, ⁻⁶⁰⁶Tl, ⁻⁶⁰⁷Tl, ⁻⁶⁰⁸Tl, ⁻⁶⁰⁹Tl, ⁻⁶¹⁰Tl, ⁻⁶¹¹Tl, ⁻⁶¹²Tl, ⁻⁶¹³Tl, ⁻⁶¹⁴Tl, ⁻⁶¹⁵Tl, ⁻⁶¹⁶Tl, ⁻⁶¹⁷Tl, ⁻⁶¹⁸Tl, ⁻⁶¹⁹Tl, ⁻⁶²⁰Tl, ⁻⁶²¹Tl, ⁻⁶²²Tl, ⁻⁶²³Tl, ⁻⁶²⁴Tl, ⁻⁶²⁵Tl, ⁻⁶²⁶Tl, ⁻⁶²⁷Tl, ⁻⁶²⁸Tl, ⁻⁶²⁹Tl, ⁻⁶³⁰Tl, ⁻⁶³¹Tl, ⁻⁶³²Tl, ⁻⁶³³Tl, ⁻⁶³⁴Tl, ⁻⁶³⁵Tl, ⁻⁶³⁶Tl, ⁻⁶³⁷Tl, ⁻⁶³⁸Tl, ⁻⁶³⁹Tl, ⁻⁶⁴⁰Tl, ⁻⁶⁴¹Tl, ⁻⁶⁴²Tl, ⁻⁶⁴³Tl, ⁻⁶⁴⁴Tl, ⁻⁶⁴⁵Tl, ⁻⁶⁴⁶Tl, ⁻⁶⁴⁷Tl, ⁻⁶⁴⁸Tl, ⁻⁶⁴⁹Tl, ⁻⁶⁵⁰Tl, ⁻⁶⁵¹Tl, ⁻⁶⁵²Tl, ⁻⁶⁵³Tl, ⁻⁶⁵⁴Tl, ⁻⁶⁵⁵Tl, ⁻⁶⁵⁶Tl, ⁻⁶⁵⁷Tl, ⁻⁶⁵⁸Tl, ⁻⁶⁵⁹Tl, ⁻⁶⁶⁰Tl, ⁻⁶⁶¹Tl, ⁻⁶⁶²Tl, ⁻⁶⁶³Tl, ⁻⁶⁶⁴Tl, ⁻⁶⁶⁵Tl, ⁻⁶⁶⁶Tl, ⁻⁶⁶⁷Tl, ⁻⁶⁶⁸Tl, ⁻⁶⁶⁹Tl, ⁻⁶⁷⁰Tl, ⁻⁶⁷¹Tl, ⁻⁶⁷²Tl, ⁻⁶⁷³Tl, ⁻⁶⁷⁴Tl, ⁻⁶⁷⁵Tl, ⁻⁶⁷⁶Tl, ⁻⁶⁷⁷Tl, ⁻⁶⁷⁸Tl, ⁻⁶⁷⁹Tl, ⁻⁶⁸⁰Tl, ⁻⁶⁸¹Tl, ⁻⁶⁸²Tl, ⁻⁶⁸³Tl, ⁻⁶⁸⁴Tl, ⁻⁶⁸⁵Tl, ⁻⁶⁸⁶Tl, ⁻⁶⁸⁷Tl, ⁻⁶⁸⁸Tl, ⁻⁶⁸⁹Tl, ⁻⁶⁹⁰Tl, ⁻⁶⁹¹Tl, ⁻⁶⁹²Tl, ⁻⁶⁹³Tl, ⁻⁶⁹⁴Tl, ⁻⁶⁹⁵Tl, ⁻⁶⁹⁶Tl, ⁻⁶⁹⁷Tl, ⁻⁶⁹⁸Tl, ⁻⁶⁹⁹Tl, ⁻⁷⁰⁰Tl, ⁻⁷⁰¹Tl, ⁻⁷⁰²Tl, ⁻⁷⁰³Tl, ⁻⁷⁰⁴Tl, ⁻⁷⁰⁵Tl, ⁻⁷⁰⁶Tl, ⁻⁷⁰⁷Tl, ⁻⁷⁰⁸Tl, ⁻⁷⁰⁹Tl, ⁻⁷¹⁰Tl, ⁻⁷¹¹Tl, ⁻⁷¹²Tl, ⁻⁷¹³Tl, ⁻⁷¹⁴Tl, ⁻⁷¹⁵Tl, ⁻⁷¹⁶Tl, ⁻⁷¹⁷Tl, ⁻⁷¹⁸Tl, ⁻⁷¹⁹Tl, ⁻⁷²⁰Tl, ⁻⁷²¹Tl, ⁻⁷²²Tl, ⁻⁷²³Tl, ⁻⁷²⁴Tl, ⁻⁷²⁵Tl, ⁻⁷²⁶Tl, ⁻⁷²⁷Tl, ⁻⁷²⁸Tl, ⁻⁷²⁹Tl, ⁻⁷³⁰Tl, ⁻⁷³¹Tl, ⁻⁷³²Tl, ⁻⁷³³Tl, ⁻⁷³⁴Tl, ⁻⁷³⁵Tl, ⁻⁷³⁶Tl, ⁻⁷³⁷Tl, ⁻⁷³⁸Tl, ⁻⁷³⁹Tl, ⁻⁷⁴⁰Tl, ⁻⁷⁴¹Tl, ⁻⁷⁴²Tl, ⁻⁷⁴³Tl, ⁻⁷⁴⁴Tl, ⁻⁷⁴⁵Tl, ⁻⁷⁴⁶Tl, ⁻⁷⁴⁷Tl, ⁻⁷⁴⁸Tl, ⁻⁷⁴⁹Tl, ⁻⁷⁵⁰Tl, ⁻⁷⁵¹Tl, ⁻⁷⁵²Tl, ⁻⁷⁵³Tl, ⁻⁷⁵⁴Tl, ⁻⁷⁵⁵Tl, ⁻⁷⁵⁶Tl, ⁻⁷⁵⁷Tl, ⁻⁷⁵⁸Tl, ⁻⁷⁵⁹Tl, ⁻⁷⁶⁰Tl, ⁻⁷⁶¹Tl, ⁻⁷⁶²Tl, ⁻⁷⁶³Tl, ⁻⁷⁶⁴Tl, ⁻⁷⁶⁵Tl, ⁻⁷⁶⁶Tl, ⁻⁷⁶⁷Tl, ⁻⁷⁶⁸Tl, ⁻⁷⁶⁹Tl, ⁻⁷⁷⁰Tl, ⁻⁷⁷¹Tl, ⁻⁷⁷²Tl, ⁻⁷⁷³Tl, ⁻⁷⁷⁴Tl, ⁻⁷⁷⁵Tl, ⁻⁷⁷⁶Tl, ⁻⁷⁷⁷Tl, ⁻⁷⁷⁸Tl, ⁻⁷⁷⁹Tl, ⁻⁷⁸⁰Tl, ⁻⁷⁸¹Tl, ⁻⁷⁸²Tl, ⁻⁷⁸³Tl, ⁻⁷⁸⁴Tl, ⁻⁷⁸⁵Tl, ⁻⁷⁸⁶Tl, ⁻⁷⁸⁷Tl, ⁻⁷⁸⁸Tl, ⁻⁷⁸⁹Tl, ⁻⁷⁹⁰Tl, ⁻⁷⁹¹Tl, ⁻⁷⁹²Tl, ⁻⁷⁹³Tl, ⁻⁷⁹⁴Tl, ⁻⁷⁹⁵Tl, ⁻⁷⁹⁶Tl, ⁻⁷⁹⁷Tl, ⁻⁷⁹⁸Tl, ⁻⁷⁹⁹Tl, ⁻⁸⁰⁰Tl, ⁻⁸⁰¹Tl, ⁻⁸⁰²Tl, ⁻⁸⁰³Tl, ⁻⁸⁰⁴Tl, ⁻⁸⁰⁵Tl, ⁻⁸⁰⁶Tl, ⁻⁸⁰⁷Tl, ⁻⁸⁰⁸Tl, ⁻⁸⁰⁹Tl, ⁻⁸¹⁰Tl, ⁻⁸¹¹Tl, ⁻⁸¹²Tl, ⁻⁸¹³Tl, ⁻⁸¹⁴Tl, ⁻⁸¹⁵Tl, ⁻⁸¹⁶Tl, ⁻⁸¹⁷Tl, ⁻⁸¹⁸Tl, ⁻⁸¹⁹Tl, ⁻⁸²⁰Tl, ⁻⁸²¹Tl, ⁻⁸²²Tl, ⁻⁸²³Tl, ⁻⁸²⁴Tl, ⁻⁸²⁵Tl, ⁻⁸²⁶Tl, ⁻⁸²⁷Tl, ⁻⁸²⁸Tl, ⁻⁸²⁹Tl, ⁻⁸³⁰Tl, ⁻⁸³¹Tl, ⁻⁸³²Tl, ⁻⁸³³Tl, ⁻⁸³⁴Tl, ⁻⁸³⁵Tl, ⁻⁸³⁶Tl, ⁻⁸³⁷Tl, ⁻⁸³⁸Tl, ⁻⁸³⁹Tl, ⁻⁸⁴⁰Tl, ⁻⁸⁴¹Tl, ⁻⁸⁴²Tl, ⁻⁸⁴³Tl, ⁻⁸⁴⁴Tl, ⁻⁸⁴⁵Tl, ⁻⁸⁴⁶Tl, ⁻⁸⁴⁷Tl, ⁻⁸⁴⁸Tl, ⁻⁸⁴⁹Tl, ⁻⁸⁵⁰Tl, ⁻⁸⁵¹Tl, ⁻⁸⁵²Tl, ⁻⁸⁵³Tl, ⁻⁸⁵⁴Tl, ⁻⁸⁵⁵Tl, ⁻⁸⁵⁶Tl, ⁻⁸⁵⁷Tl, ⁻⁸⁵⁸Tl, ⁻⁸⁵⁹Tl, ⁻⁸⁶⁰Tl, ⁻⁸⁶¹Tl, ⁻⁸⁶²Tl, ⁻⁸⁶³Tl, ⁻⁸⁶⁴Tl, ⁻⁸⁶⁵Tl, ⁻⁸⁶⁶Tl, ⁻⁸⁶⁷Tl, ⁻⁸⁶⁸Tl, ⁻⁸⁶⁹Tl, ⁻⁸⁷⁰Tl, ⁻⁸⁷¹Tl, ⁻⁸⁷²Tl, ⁻⁸⁷³Tl, ⁻⁸⁷⁴Tl, ⁻⁸⁷⁵Tl, ⁻⁸⁷⁶Tl, ⁻⁸⁷⁷Tl, ⁻⁸⁷⁸Tl, ⁻⁸⁷⁹

Литий, рубидий, цезий, бериллий и стронций — литофильные редкие металлы первой и второй групп Периодической таблицы Д. И. Менделеева — низкой валентностью и исключительно малой удельной плотностью резко отличаются от остальных литофильных редких металлов: иттрия, лантаноидов, циркония, гафния, ниобия и тантала.

Редкие металлы, как низковалентные, так и высоковалентные, нередко образуют общие минералы, формируют промышленные концентрации в одних и тех же типах месторождений, характеризуются общностью геохимии и минерогенеза. В то же время литий, рубидий, цезий, бериллий и стронций существенно отличаются от редких металлов третьей—пятой групп по величине ионных радиусов, ионных потенциалов, энергетическим показателям, температурам плавления и кипения и другим константам. Это приводит к отчетливому обособлению легких литофильных редких металлов в природе и дает основания для выделения их в самостоятельную группу.

Справочник построен по тематическому принципу. Каждый металл описывается по единому плану. Рубидий и цезий во избежание повторов в порядке исключения описываются совместно. Характеристика типов месторождений двух или нескольких металлов приводится только в одном разделе, в остальных дается ссылка. Сведения о прогнозировании, поисках и оценке месторождений, а также о методах анализа характеризуют одновременно литий, рубидий, цезий и бериллий и поэтому помещены только в разделе «Литий».

При подготовке Справочника использованы публикации В. Е. Плущева и С. Б. Степиной («Химия и технология редких и рассеянных элементов», 1976 г.); Н. А. Солодова, Л. С. Балашова и А. А. Кременецкого («Геохимия лития, рубидия и цезия», 1980 г.); Е. К. Лазаренко и О. М. Винар («Минералогический справочник», 1975 г.); Е. И. Семенова («Минералогические таблицы», 1981 г.); Б. И. Когана, В. А. Названовой, К. А. Капустинской («Редкие металлы. Состояние и перспективы», 1979 г.), а также коллектива сотрудников ИМГРЭ («Месторождения литофильных редких металлов», 1980 г.) и ряд других.

Авторы выражают признательность М. В. Скосыревой и И. А. Озеровой за помощь в сборе материалов и подготовке рукописи к печати.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И СВОЙСТВА

История открытия. Литий (Lithium, от греческого «литос» — камень) открыт в 1817 г. шведским химиком А. Арфведсоном в петалите, а затем в лепидолите и сподумене. И. Берцелиус в 1825 г. определил его в минеральных источниках Германии. Металлический литий был получен Г. Дэви при разложении Li_2O электротоком, а в 1854 г. Р. Бунзеном и А. Матисеном — при электролизе расплавленного хлорида лития.

Сведения об атоме. Литий — химический элемент главной подгруппы I группы Периодической системы Д. И. Менделеева. Порядковый номер 3, атомная масса 6,941. Природный литий — смесь двух стабильных изотопов: ${}^6\text{Li}$ (7,42 %) и ${}^7\text{Li}$ (92,58 %). Известны также искусственные радиоактивные изотопы ${}^8\text{Li}$ и ${}^9\text{Li}$ с периодом полураспада 0,84 и 0,17 с соответственно. Атомы лития имеют сферическую симметрию типа атомов благородных газов. Электронная структура атома $1s^2 2s^1$. Атомный радиус 0,16 нм, ионный радиус 0,068 нм, потенциал ионизации (энергия отрыва первого электрона) 5,390 эВ, электроотрицательность 523 кДж/г-атом.

Физические свойства. Литий — серебристо-белый металл, быстро тускнеющий на воздухе из-за образования темно-серой пленки Li_3N и LiOH . Плотность 0,534 г/см³ при 20 °С и 0,509 г/см³ при 200 °С (в расплавленном состоянии). Температура плавления 180,5 °С, кипения — 1317 °С. В вакууме начинает испаряться при 600 °С.

Литий обладает большой пластичностью и вязкостью, легко обрабатывается прессованием и прокаткой, протягивается в проволоку, режется ножом. Твердость по Моосу 0,6. Давление истечения при 15–20 °С $1,7 \cdot 10^{-7}$ Па, модуль упругости $5 \cdot 10^9$ Па, предел прочности при растяжении 11,6 МПа, относительное удлинение 50–70 %. При комнатной температуре кристаллизуется α -модификация в кубической объемно-центрированной решетке ($a = 35,023$ нм). В случае пластической деформации при -133 °С α -модификация переходит в β -модификацию с кубической гранецентрированной решеткой ($a = 41,4$ нм при -196 °С).

Химические свойства. Во всех природных и искусственных соединениях литий одновалентный положительный, что объясняется высоким потенциалом ионизации второго электрона (75,619 эВ).

Литий реагирует с сухим воздухом медленно и окисляется в нем только при нагревании. При влажности менее 80 % продукты реакции состоят в основном из Li_3N , при более высокой влажности преобладает LiOH .

С сухим кислородом литий при низкой температуре не реагирует, при нагревании горит голубым пламенем, образуя Li_2O . С водой образует LiOH с вытеснением водорода. Расплавленный литий при соединении с водой взрывается. Непосредственно соединяется с фтором, хлором и бромом, а при нагревании — с йодом, расплавленной серой и ее парами, двуокисью углерода, углеродом и кремнием. Расплавленный литий восстанавливает SiO_2 до кремния, корродирует

Таблица 1

Свойства основных химических соединений лития

Соединение лития	Плотность при 20 °С, г/см ³	Температура, °С		Теплота, кДж/моль		Растворимость в воде		
		плавления	кипения	образования	плавления	t, °С	моль/л	%
Оксид Li ₂ O	2,01	1427	2600	597	—	—	—	—
Гидрооксид LiOH	2,54	471	925	440	10	15	5,3	—
Сульфат Li ₂ SO ₄	2,22	859	—	1437	13	20	—	25,7
Нитрат LiNO ₃	2,36	254	—	482	13	22,1	—	75,0
Фосфат Li ₃ PO ₄	2,41	837	—	—	—	18	—	0,02
Карбонат Li ₂ CO ₃	2,11	732	—	1215	—	20	—	1,3
Ортосиликат Li ₄ SiO ₄	2,33	1250	—	—	29	15	Не растворяется	
Метасиликат Li ₂ SiO ₃	2,52	1188	—	1542	29	15	То же	
Диалюминат Li ₂ O·2Al ₂ O ₃	2,00	—	—	—	—	15	Ничтожная	
Перхлорат LiClO ₄	2,43	236	—	419	—	25	—	60
Хлорат LiClO ₃	—	128	—	—	—	15	—	300
Бромат LiBrO ₃	—	—	—	—	—	25	—	60,4
Фторид LiF	2,03	870	1681	612	25	25	—	0,13
Хлорид LiCl	2,07	614	1380	411	13	25	—	43
Бромид LiBr	3,46	552	1310	13	—	—	Растворим	
Иодид LiI	4,06	450	1171	302	6	—	Сильно растворим	
Сульфид Li ₂ S	1,63	—	—	482	—	—	Высокая	
Амид LiNH ₂	1,18	374	430	180	—	15	Растворим	
Карбид Li ₂ C ₂	1,65	—	—	41	—	—	—	
Гидрид LiH	0,77	—	—	88	—	—	Бурно реагирует	

многие металлы. При нагревании до 500—800 °С образует гидрид лития. С разбавленными минеральными кислотами реагирует бурно, с концентрированной серной кислотой — медленно, с концентрированной азотной — быстро с воспламенением. С жидким аммиаком образует LiNH₂. Свойства основных химических соединений лития охарактеризованы в табл. 1.

Литий легко сплавляется почти со всеми металлами: с Mg, Zn и Al образует твердые растворы; с Ag, Hg, Mg, Zn, Cd, Al, Ti, Sn, Pb, Bi — интерметаллические соединения (LiAg, LiMg₂, Li₂Zn₃, LiAl, LiSn и др.), которые часто обладают большой твердостью, хрупкостью, тугоплавкостью и незначительно изменяются на воздухе. Некоторые соединения имеют полупроводниковые свойства.

МИНЕРАЛОГИЯ

Особенности состава минералов

Обычно под собственным минералом понимается такое природное соединение элемента, которое отличается от других соединений кристаллической структурой и (или) химическим составом. В соответствии с правилом, установленным Комис-

сией по новым минералам, собственным минералом того или иного элемента является такое природное соединение, в котором содержание этого элемента составляет минимум одну формульную единицу. Однако содержание редких металлов во многих минералах варьирует от ничтожных долей процента до целых процентов. В таких случаях трудно провести границу между собственным минералом редкого металла, разновидностью (литиевой, рубидиевой, бериллиевой, цезиевой и др.) пороодообразующих, второстепенных или акцессорных минералов и литийсодержащим (рубидий-, цезий-, бериллийсодержащим) минералом. Например, если формулу авогадрита написать в виде $(K, Cs)BF_4$, то авогадрит, в соответствии с правилом, не собственный минерал цезия, а цезиевая разновидность калиевого минерала. Но формулу авогадрита можно изобразить и как $K_2CsB_3F_{12}$, и тогда авогадрит — собственный минерал цезия. Авогадрит — общепризнанный собственный минерал цезия — содержит до 7% Cs_2O , столько же цезия присутствует и в составе цезиевого биотита, который и по виду формулы, и даже по своему названию выглядит как цезиевая разновидность минерала калия. Если учесть, что цезиевый биотит к тому же образует крупнейшее месторождение данного металла, тогда как авогадрит — минералогическая редкость, то условность предложенного Комиссией по новым минералам принципа очевидна.

Следуя систематике Е. И. Семенова [29], мы считаем собственными минералами редкого металла такие минеральные виды, в которых его содержание превышает 0,1 атомного количества в кристаллохимической формуле, не обращая внимания даже на те случаи, когда название минерала звучит как химическая разновидность: цезиевый берилл, литиевый фенгит и др. При таком условии на сегодня в природе установлено 54 минерала лития (формулы даны в основном по Е. И. Семенову; минералы расположены согласно его классификации):

Минерал	Формула	Содержание Li_2O , %
Фториды		
Криолитионит	$Na_3Li_3Al_3F_{12}$	11,5—12
Кольчварит	$LiCaAlF_6$	6,5
Бораты		
Родицит	$CsLiBe_3Al_4B_{12}O_{28}$	7,8
Силикаты		
Эвкрипит	$LiAlSiO_4$	6,1
Либерит	Li_2BeSiO_4	23,4
Синхуалинит	$Li_2Ca_3Be_3Si_3O_{12}F_2$	5,8
Бикитаит	$LiAlSi_2O_6 \cdot H_2O$	6,5
Петалит	$LiAlSi_4O_{10}$	3,4—4,1
Виргилит	$LiAlSi_4O_{10}$	До 4,9
Баратовит	$KLi_3Ca_7Ti_2Si_{12}O_{36}F_2$	2,1
Катаямалит	$KLi_3Ca_7Ti_2Si_{12}O_{36}(OH, F)_2$	3,25
Нептунит	$KNa_2LiFe_2Ti_2Si_8O_{24}$	1—1,3
Манган-нептунит	$KNa_2LiMn_2Ti_2Si_8O_{24}$	1—1,3
Намбулит	$LiNaMn_3Si_{10}O_{28}(OH)_2$	1,55
Воробьевит	$CsLiBe_3Al_4Si_{12}O_{26}$	1,5
Балифолит	$LiBaMg_2Al_3Si_4O_{12}(OH)_8$	2,0
LiAl-балифолит	$Li_{1,5}BaMgAl_{3,5}Si_4O_{12}(OH)_4F_4$	
Суглит	$KNa_{1,5}Fe^{3+}_{2,5}Li_3Si_{12}O_{30} \cdot H_2O$	3,1
Согдианит	$KNaLi_3FeZrSi_{12}O_{30}$	3,7
Дарапиозит	$KNa_2LiMnZnZrSi_{12}O_{30}$	1,7
Браннокит	$KLi_3Sn_2Si_{12}O_{30}$	4,0
Цектцерит	$NaLi_4ZrSi_6O_{15}$	2,8
Эмелеусит	$Na_2LiFeSi_6O_{15}$	2,8
<i>Группа пироксенов</i>		
Сподумен	$LiAlSi_2O_6$	5,9—7,6
<i>Группа амфиболов</i>		
Гольмквистит	$Li_2Mg_3Al_2Si_6O_{22}F_2$	2,1—3,5
Клиногольмквистит	$(Na, Ca)_2(Al, Li, Mg, Fe)_4Si_8O_{22}(F, OH)_2$	3,4

<i>Группа слюд</i>		
Литиево-рубиневый фенгит	(K, Rb)LiMgAl ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH, F) ₂	1,9—2,2
Циннвальдит	KLiFeAl ₂ Si ₃ O ₁₀ F ₂	2,9—4,5
Масутомийит	K ₂ LiMnAl ₂ Si ₃ O ₁₀ F ₂	4,45
Лепидолизит	K ₂ Li ₃ Al ₅ Si ₆ O ₂₀ (F, OH) ₄	4,1—5,5
Полилитийонит	KLi ₂ AlSi ₄ O ₁₀ (F, OH) ₂	5,5—8,8
Протолитийонит	KLiMgFeAlSi ₃ O ₁₀ (OH, F) ₂	1,5—2,8
Тайниолизит	KLiMg ₂ Si ₄ O ₁₀ F ₂	2,4—3,8
<i>Группа хрупких слюд</i>		
Эфесит	NaLiAl ₄ Si ₆ O ₁₀ (OH) ₂	2—2,5
Битийт	LiCaBeAl ₃ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₂	2,7
Боулизит	Li ₂ CaBe ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₂	3,5 (?)
<i>Группа нонтронита</i>		
Гекторит	NaLiMg ₂ Si ₄ O ₁₀ F ₂ ·4H ₂ O	1,2
Свайнфордзит	Li ₃ Al ₃ Si ₈ O ₂₀ F ₄ ·8H ₂ O	1,5
<i>Группа хлорита</i>		
Кукеит	LiAl ₄ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	4,3
Манандонит	Li ₂ Al ₃ BSi ₂ O ₁₀ (OH) ₈	4,0
<i>Группа турмалина</i>		
Эльбаит	NaLiAl ₃ Si ₆ B ₃ O ₂₈ (OH) ₂ F	1,7—2,5
Лидикоатит	Li ₂ CaAl ₇ Si ₂ B ₃ O ₂₇ (OH) ₃ F	4
Фосфаты		
Танкоит	HNa ₂ LiAl(PO ₄) ₂ (OH)	5,2
Литиофосфат	Li ₃ PO ₄	37,1
Амблигонит	LiAlPO ₄ F	6,0—8,0
Монтебразит	LiAlPO ₄ (OH)	7,0—9,0
Гебронит	LiAlPO ₄ (F, OH)	9,1
Таворит	LiFePO ₄ (OH)	7,6
Трифилин	LiFePO ₄	6,1
Литиофилит	LiMnPO ₄	8,6
Сиклерит	LiMn ²⁺ +Mn ³⁺ (PO ₄) ₂	До 3,8
Бертосант	Li ₂ CaAl ₄ (PO ₄) ₄ (OH) ₄	4,2
Палермоит	Li ₂ SrAl ₄ (PO ₄) ₄ (OH) ₄	4,2
Бастинит	LiMnFe(PO ₄) ₂ ·nH ₂ O	4,0
Окислы		
Ферганит	HLiH ₄ V ₅ O ₁₈ ·4H ₂ O	1,2
Литиофорит	LiAlMn ₂ O ₄ (OH) ₄	1,3

Большинство минералов лития, как истинно оксифильного металла, представлено силикатами (39 видов) и фосфатами (11 видов). Кроме того, выявлен один борат, два окисла и один фторид. Хотя из собственно фторидов выявлен всего один вид, еще 18 литиевых минералов содержат фтор в количествах, фиксируемых формулами. Таким образом, 40 % всех минералов лития, в том числе около половины силикатов, содержат фтор, что свидетельствует о большой фторофильности данного элемента. 22 минерала лития, из них 18 силикатов, содержат гидроксил. 30 минералов содержат либо фтор, либо гидроксил, либо одновременно оба компонента. Бор, наряду с вхождением в собственно борат, присутствует еще в трех силикатах лития.

Таким образом, из анионов и анионообразователей наибольшее число природных соединений образует с литием кремний — 39 минералов, затем фтор — 19, алюминий — 13 (алюмосиликаты), фосфор — 11 и бор — 4.

Содержание окиси лития в его минералах обычно составляет 1,2—9 %. Лишь у литиофосфата оно достигает 37 %, либерита 23 % и криолитионита 12 %. Но это крайне редкие минералы. Обычно низкое весовое содержание лития в собственных минералах объясняется главным образом его ничтожной атомной массой, а также тем, что литиевые минералы обычно представлены двойными солями. Последнее обусловлено, по-видимому, малыми значениями его энергетических показателей, вследствие чего Li с трудом строит самостоятельные кри-

галлические структуры и нуждается в помощи энергетически более «сильных» Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Zr, Sn, Be или более распространенных (K, Na) элементов, обладающих в природной геологической системе повышенной концентрацией (массой).

В катионной части минералов литий из-за небольшого ионного радиуса (0,68 нм) обычно имеет шестерную координацию, редко четверную (петалит), благодаря чему его изовалентный изоморфизм с другими щелочными металлами, обладающими крупными катионами и координацией VIII—XII, затруднен. Тем не менее, в половине всех минералов лития, в том числе в большинстве его силикатов: калий и натрий (реже цезий и рубидий) находятся в формульных количествах. Однако это не изоморфные, а своего рода парагенные элементы. К числу последних принадлежат также кальций, барий и стронций.

В собственно литиевых минералах и минералах-носителях для лития особенно характерен гетеровалентный изоморфизм. В природе наиболее широко проявлено изоморфное замещение литием магния и двухвалентного железа по схеме $2Mg_{VI}^{2+}$ (или $2Fe_{VI}^{2+}$) $\leftarrow Li_{VI}^{1+} Al_{VI}^{3+}$. Этот вид изоморфизма распространен в изоморфном ряду биотит—цинвальдит—лепидолит, а также в литиевых хлоритах, гольмквисте и эльбаите.

В слюдах, по мнению В. Л. Барсукова, возможно изоморфное замещение литием магния по схеме $Mg_{VI}^{2+} Fe_{VI}^{3+} \leftarrow Li_{VI}^{1+} Si$. В биотите, по данным Е. И. Семенова, также известно изоморфное замещение литием и кремнием магния в шестерной координации и алюминия в четверной координации по схеме $Mg_{VI}^{2+} Al_{VI}^{3+} \leftarrow Li_{VI}^{1+} Si_{IV}^{4+}$. В железисто-магнезиальных слюдах возможен изоморфизм путем замещения MgO на LiF или LiOH.

При отсутствии в слюдах магния и двухвалентного железа (ряд мусковит—лепидолит) изоморфное замещение литием алюминия проявляется более широко по схеме $Al_{VI}^{3+} 2Al_{VI}^{3+} \leftarrow Li_{VI}^{1+} 2Si_{IV}^{4+}$ и ограниченно— по схеме $2Al_{VI}^{3+} 3Al_{VI}^{3+} \leftarrow 3Li_{VI}^{1+} 3Si_{IV}^{4+}$, т. е. при одновременном замещении части алюминия кремнием.

В хрупких слюдах (маргарит—биотит) часть алюминия замещается литием и бериллием. В этом случае образуются Li-Be-маргарит—битит. При замещении же в слюдах части кальция натрием и литием возникает эфесит. Такой вид изоморфизма может происходить только в особо благоприятных структурах (типа хрупких слюд) с большими расстояниями между слоями (пакетами) и способных в связи с этим вмещать добавочный катион.

Описание минералов

Криолитионит (cryolithionite) $Na_3Li_3Al_2F_{12}$. Открыт Н. В. Уссингом (N. V. Ussing, 1904 г.). Хим. состав: Li 5,35; Na 18,83; Al 14,46; F 60,79; п.п. 0,36; сумма 99,79 %.

Синг. куб. Простр. гр. $1a3d$; a_0 12,16; изоструктурен с гранатом; Nm 1,339; дебаеграмма 4,28—2,37—2,21—1,96—1,62. Ромбододекаэдры [110], реже комбинация ромбододекаэдра с тригонтриоктаэдром [221].

Крупнозернистые агрегаты, иногда субграфические сростки криолитионита и криолита, зерна размером 5—15 мм. Сп. по ромбоэдру хорошая; излом неровный до полураковистого; пл. 2,77; тв. 2,5—3; бесцветный или белый, мутный, изредка прозрачный; бл. стеклянный; плавится при 710 °С; растворяется в серной кислоте.

Встречен в сидерит-криолитовой породе месторождения Ивигтут (Гренландия) и в амазонитовых пегматитах Урала. Парагенезис: криолит, кварц, флюорит, хилолит, лахнолит, топаз, берилл.

Кольквириит (colquiriite) LiCaAlF_6 . Описан К. Валента (K. Walenta, V. Lehman, M. Zwiener, 1980 г.). Хим. состав: Li 3,1; Na 0,55; Ca 22,8; Al 13,4; F 58,0; п.п.п. 0,5 %.

Синг. триг.; простр. гр. $P3_1c$; a_0 5,02; c_0 9,67; Ne 1,385; No 1,388. Дебаеграма 3,98—3,23—2,22—1,736.

Белые прозрачные или полупрозрачные зерна размером до 1 см. Пл. 2,94. При 800—900 °С разлагается.

Встречен на оловорудном месторождении Кольквири (Боливия). Парагенезис: ральстонит, герансутит, сфалерит, мэдokit, пирит.

Родицит (rhodizite) $\text{CsLiBe}_3\text{Al}_4\text{B}_{12}\text{O}_{28}$. Открыт Г. Розе (G. Rose, 1834 г.). Хим. состав: Li_2O 0,68—7,3; Na_2O 1,78—3,3; K_2O 1,41; Rb_2O 2,29; Cs_2O 3,47; MgO 0,11; BeO 10,1—14,93; Al_2O_3 27,4—30,5; B_2O_3 40,6—43,3; SiO_2 1,36—3,18; п.п.п. 0,45—1,42 %.

Синг. куб.; простр. гр. $P43m$; a_0 7,3; Nm 1,694. Образует додекаэдры и тетраэдры.

Сп. неясная по (111). Излом раковистый. Пл. 3,3—3,38. Тв. 8. Бесцветный до белого, сероватый, желтоватый. Бл. стеклянный. Плавится с трудом. Окрашивается пламя в зеленый и затем в красный цвет. В кислоте не растворяется.

Встречен в литиевых пегматитах Мадагаскара и на Урале. Парагенезис: кварц, микроклин, альбит, сподумен, рубеллит, тантало-ниобаты.

Эвкрипит (eucryptite) LiAlSiO_4 . Открыт Брашем (Bruch G. I., Dana E. S., 1880 г.). Хим. состав: Li_2O 6,14; Na_2O 3,8; K_2O 1,47; MgO 0,16; CaO 0,1; MnO 0,04; Fe_2O_3 0,41; Al_2O_3 30,68; SiO_2 54,11; TiO_2 0,03; H_2O^+ 1,75; п.п.п. 0,8; сумма 19,49 %. Примеси: Ga Rb, Cs, Be и др.

Синг. триг.; простр. гр. $R\bar{3}$; a_0 13,53, b_0 9,04; при температуре выше 927 °С устойчив β -эвкрипит (каркасный силикат) с параметрами ячейки a_0 5,28, c_0 11,27, No 1,587, Ne 1,572, $No-Ne=0,015$. Дебаеграма 6,74—3,96—3,37—2,74—2,55. Одноосный отрицательный.

Образует мелкозернистые агрегаты и сплошные массы размером до нескольких дециметров. Сп. по (0001) ясная. Цв. белый, светлокоричневый. Бл. жирный. Излом раковистый. Пл. 2,63. Тв. 6. В ультрафиолете карминово-красный. В соляной кислоте разлагается с образованием студенистого кремнезема.

Встречается в литиевых пегматитах вместе с клевеландитом, поллуцитом, сподуменом, петалитом, лепидолитом, амблигонитом, танталатами, щелочным бериллом. Добывался из пегматитов Бикита.

Либерит (liberite) $\text{Li}_2\text{BeSiO}_4$. Открыт Хун Линчао (Chun Lin-Chao, 1964 г.). Хим. состав: Li_2O 23,43; Na_2O 0,25; K_2O 0,1; BeO 25,47; MgO 0,49; CaO 0,29; Al_2O_3 0,26; Fe_2O_3 0,11; H_2O 0,65 %.

Синг. мон.; простр. гр. Pn ; a_0 4,68, b_0 4,95, c_0 6,13, β 90,5°, Ng 1,638, Np 1,622. $2V=66^\circ$. Дебаеграма 3,80—3,71—2,58—1,45—1,43. Кристаллы с хорошо развитыми пинакоидами. Изоструктурен с фенакитом. Сп. по (010) соверш., по (100) и (001) ясная. Пл. 2,69; Тв. 7. Цв. бледно-желтый до коричневого. Бл. стекл. на плоскостях спайности, жирный на изломе.

Встречен в скарнах в ассоциации с литиевой слюдой, касситеритом, шеелитом, магнетитом.

Сянхуалинит (hsianghualinite) $\text{Li}_2\text{Ca}_3\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{F}_2$. Открыт Хуан Ун-Ку (Wen-Hui Huang, 1958 г.). Хим. состав: Li_2O 5,85; Na_2O 0,13; K_2O 0,06; MgO 0,18; CaO 34,6; BeO 15,78; Fe_2O_3 0,22; Al_2O_3 0,5; SiO_2 35,66; F 7,81 %.

Синг. куб.; простр. группа I 4,32; a_0 12,9; Nm 1,613. Дебаеграмма 3,44—2,75—2,21—2,09—1,75. Образует идиоморфные пентагон-триоктаэдрические кристаллы.

Мелкозернистые массы и округлые выделения. Сп. отсутствует. Тв. 6,75; Пл. 2,97—3,0. Бл. стеклянный. Цв. белый. Хрупкий.

Встречен в цинвальдитовых жилах среди флюоритизированных карбонатных пород в экзоконтакте бериллиеносного гранитного массива.

Бикитаит (bikitaite) $\text{LiAlSi}_4\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Описан Харлбутом (C. S. Harlbnt, 1957 г.). Хим. состав: Li_2O 6,51; Na_2O 0,1; K_2O 0,17; MgO 0,33; Fe_2O_3 0,07; Al_2O_3 20,68; SiO_2 55,79; H_2O 9,82 %.

Синг. монокл.; простр. гр. $P2_1/m$; a_0 8,63, b_0 4,95, c_0 7,64, β 114,6. Ng 1,523, Nm 1,521, Np 1,510, $Ng-Np$ 0,013. $2V$ 45°. Дебаеграмма 4,19—3,48—3,40—3,22.

Кристаллы псевдоромбического облика с ясной штриховкой по (100). Сп. ясная по (100) и (001). Излом раковистый. Тв. 6. Пл. 2,34. Бесцветный, прозрачный. При нагревании до 190—475 °С теряет воду, при 750—900 °С переходит в β -сподумен.

Установлен в пегматитах Бикита (Зимбабве).

Петалит (petalite) $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$. Описан Андрада (Z. B. Andrada, 1800 г.). Синоним касторит (castorite). Хим. состав: Li_2O 3,4—4,1; Na_2O 0,3—1,9; K_2O 0,2—0,7; MgO 0,03—0,3; CaO 0,2—0,8; FeO до 0,3; Fe_2O_3 0,3—1,3; Al_2O_3 15,3—17,0; SiO_2 75,7—78,2; H_2O^+ до 1,6; H_2O^- до 0,4 %.

Синг. монокл. Простр. гр. $P2/a$; a_0 11,76, b_0 5,14, c_0 7,62; β 112,4; $2V$ 82°; Ng 1,516—1,517, Nm 1,509—1,511, Np 1,504—1,505, $Ng-Np$ 0,011—0,012. Дебаеграмма: 3,67—3,51—2,99—2,57—2,07.

Образует кристаллы короткопризматического и таблитчатого облика, размером от нескольких мм до 40—60 см в длину. Часты полисинтетические двойники. Сп. совершенная по (001), средняя по (201), угол между плоскостями спайности 144°. Излом неровный. Тв. 6—6,5; микротвердость 614—764. Пл. 2,42. Цв. белый, сероватый. Блеск стеклянный, реже перламутровый. Плавится при 1370 °С. Растворяется в плавиковой кислоте. При нагревании слегка флуоресцирует голубоватым цветом.

Встречается в литиевых пегматитах, особенно распространен в некоторых представителях сподумен-микроклин-альбитового типа. Парагенезис: сподумен, альбит, лепидолит, эвкрипит, амблигонит, танталаты, берилл, поллуцит. Промышленный минерал для получения лития и высококачественной керамики. Добывался на месторождении Бикита (Зимбабве) десятками тыс. т в год (50-е годы).

Виргилит (virgilite) $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$. Описан Френчем (French V. M., Zezek P. A., Appleman D. E. 1978 г.). Хим. состав (теор.): Li_2O 4,9; Al_2O_3 16,7; SiO_2 78,4 %. Микронзонд: Li_2O 5; FeO 1,5; Al_2O_3 16,14; SiO_2 76,63; P_2O_5 0,58 %.

Синг. гекс.; простр. гр. $P6_3/22$; a_0 5,132, c_0 5,454. Кристаллы размером до 50 мкм (гексагональные дипирамиды, осложненные гексагональной призмой), волокнистые розетковидные каемки вокруг кристаллов кварца, калишпата, биотита и шпинели. Бесцветный, прозрачный. Микротвердость 681—722. Пл. 2,46 (вычисл.).

Обнаружен в вулканическом стекле необычного состава Макузани (Перу).

Баратовит (baratovite) $\text{KLi}_3\text{Ca}_7\text{Ti}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{36}\text{F}_2$. Открыт В. Д. Дусматовым (1975 г.). Хим. состав: Li_2O 2,05; Na_2O 0,7; K_2O 2,96; CaO 30,36; MnO 0,12; Fe_2O_3 0,5; SiO_2 50,46; TiO_2 9,55; ZrO_2 2,28; Nb_2O_5 0,72; F 1,05 %.

Синг. трикл.; простр. гр. *B* 2/b; a_0 16,99, b_0 20,91, c_0 9,75, β 112,7. Изоструктурен с *c*-федоритом. *Ng* 1,673, *Nm* 1,672, *Np* 1,672. (+)2*V* 60°. Дебаеграмма 3,20—3,03—2,94—2,87—1,84. Пл. 2,9. Тв. 3,5. Пластинчатые кристаллы белого и розового цвета размером 5×2×0,5 см.

Встречен в сиенит-пегматитах шелочного массива Дарапиоз (Таджикистан). Парагенезис: эгирин, кварц, майзерит, эканит, сфен, альбит.

Катаямалит (catayamalite) $(\text{K}, \text{Na})\text{Li}_3\text{Ca}_7(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}\text{Mn})_2\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{F})_2$. Хим. состав (микронзонд, %): Li_2O 3,25; K_2O 2,89; Na_2O 0,22; CaO 28,35; MnO 0,22; Fe_2O_3 0,29; TiO_2 10,99; SiO_2 52,31, H_2O 1,21, F 0,33; сумма 99,83. Трикл. синг. Простр. гр. *C*₁; a_0 9,721, b_0 16,923, c_0 19,942. Зернистые выделения. Цв. белый, бл. стеклянный, сп. совершенная по (001). Обнаружен в эгириновых сиенитах.

Нептунит (neptunite) $\text{KNa}_2\text{LiFe}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$. Описан Флинком (Z. Flink, 1893 г.). Хим. состав: Li_2O 1—1,3; Na_2O 9,26; K_2O 4,88; FeO 10,91; MgO 0,49; MnO 4,97; TiO_2 18,13; SiO_2 51,53 %.

Синг. монокл.; простр. гр. *C* 2/c; a_0 16,46, b_0 12,50, c_0 10,01, β 115,4. *Ng* 1,719—1,736, *Nm* 1,692—1,700, *Np* 1,690, *Ng*—*Np* 0,028—0,046. (+)2*V* 36—49°.

Кристаллы призматического облика. Порошковатые агрегаты. Сп. совершенная по (110). Пл. 3,19. Тв. 5,5—6,5. Цв. красно-желтый, черный в тонких осколках темно-красный. Плеохроирует. Черта оранжево-красная, бурая. Бл. стеклянный.

Встречается в нефелиновых сиенитах (фойяитах) Нарсарсука (Гренландия), Хибин, Ловозера. Гидротермальный.

Манган-нептунит (mangan-neptunite) $\text{KNa}_2\text{LiFe}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$. Хим. состав тот же, что и у нептунита, но MnO до 10 %; примеси: Zr , Nb .

Синг. монокл.; a_0 16,41, b_0 12,55, c_0 10,03, β 115. *Ng* 1,716, *Np* 1,691. (+)2*V* 31°. Дебаеграмма: 3,53—3,20—2,49—1,51—1,48.

Призматические кристаллы и порошковатые агрегаты. Пл. 3,17. Цв. красно-коричневый. Встречен в фойяитах Хибин и Ловозера. Гидротермальный.

Намбулит (nambulite) $\text{NaLiMn}_8\text{Si}_{10}\text{O}_{68}(\text{OH})_2$. Описан Жошии (M. Yoshii, Y. Aoki, K. Maeda, 1972 г.). Хим. состав: Li_2O 1,55; Na_2O 2,49; K_2O 0,04; MnO 40,67; MgO 1,32; CaO 0,81; Fe_2O_3 0,40; Al_2O_3 0,37; SiO_2 49,23; TiO_2 0,01; H_2O 2,95 %.

Синг. трикл., простр. гр. *P*₁; a_0 762, b_0 11,76, c_0 6,73; α 92,8, β 55,1, γ 106,9. *Ng* 1,730, *Np* 1,707; (+)2*V* 30°.

Дебаеграмма 3,17—3,07—2,97—2,96—2,92.

Кристаллы призматического облика. Сп. ясная по (001). Пл. 3,5. Тв. 6,5. Цв. красный, коричневый.

Обнаружен в скарнах Фунакозава (Япония) в прожилках браунита.

Балифолит (balifolite) $\text{LiBaMg}_2\text{Al}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})_4\text{F}_4$. Описан в «Dizhi kexue, Sci. geol. sinica» (1975, № 1). Хим. состав: Li_2O 2,0; Na_2O 0,26; K_2O 0,47; BeO 0,01; MgO 9,68; CaO 0,28; BaO 19,07; FeO 0,58; MnO 0,05; Al_2O_3 23,43; Fe_2O_3 0,32; SiO_2 33,44; TiO_2 0,11; P_2O_5 0,03; H_2O^+ 10,3 %.

Синг. ромб.; простр. гр. *Ccca*; a_0 13,60, b_0 20,24, c_0 5,16; *Ng* 1,601, *Nm* 1,596, *Np* 1,581, *Ng*—*Np* 0,020 (—)2*V* 68—72°. Дебаеграмма 10,12—4,05—3,39—2,61—2,39

Игольчатые кристаллы белого, желтого цвета. Пл. 3,32.

Встречен в грейзенах среди гранитов (КНР).

Сугилит (*sugilite*) $\text{KNa}_{1,5}\text{Li}_2\text{Fe}_{2,5}\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$. Описан Мураками (Murakami, 1976 г.). Хим. состав: Li_2O_3 3,14; Na_2O 4,37; K_2O 3,76; FeO 0,19; Fe_2O_3 12,76; Al_2O_3 2,97; TiO_2 0,51; SiO_2 71,38; H_2O^+ 0,81; H_2O^- 0,12 %.

Синг. гекс.; простр. гр. P 6/*mcc*; a_0 10,01, c_0 14,00, No 1,610, Ne 1,607. Дебаеграмма 4,32—4,06—3,19—2,87.

Кристаллы размером 0,2 мм или их скопления светло-коричнево-желтого цвета. Сп. слабая по (0001). Пл. 2,74. Тв. 6—6,5. Блеск стеклянный. Черта белая. В шлифе бесцветный.

Встречен в эгириновых сиенитах Иваги (Япония). Парагенезис: альбит, эгирин, пектолит, реже титанит, ортит, андрадит, циркон, апатит.

Согдианит (*sogdianite*) $\text{KNa}_2\text{Li}_2\text{FeZrSi}_{12}\text{O}_{30}$. Открыт В. Д. Дусматовым (1968 г.). Хим. состав: Li_2O 3,73; Na_2O 2,81; K_2O 4,84; Fe_2O_3 4,61; ZrO_2 9,78; SiO_2 68,83 %.

Синг. гекс.; простр. гр. P 6/*mcc*; a_0 10,08, c_0 14,24; No 1,608, Ne 1,606. Дебаеграмма 4,08—3,19—2,89—1,83—1,32.

Уплощенные кристаллы размером до $10 \times 7 \times 4$ см фиолетового цвета. Сп. ясная по (0001). Пл. 2,9. Тв. 7. Блеск стеклянный. Прозрачный.

Встречен в граносиенитах Даралиоз (Таджикистан).

Даралиозит (*darapiozite*) $\text{KNa}_2\text{LiMnZnZrSi}_{12}\text{O}_{30}$. Открыт Е. И. Семеновым (1975 г.). Хим. состав: Li_2O 1,74; Na_2O 2,96; K_2O 5,14; CaO 0,57; MnO 8,25; ZnO 7,85; Fe_2O_3 1,85; TR_2O_3 0,96; SiO_2 63,65; ZrO_2 5,00; Nb_2O_5 0,9; п.п.п. 0,58 %.

Синг. гекс.; простр. гр. P 6/*mcc*; a_0 10,32, c_0 14,39; No 1,580, Ne 1,575. Дебаеграмма 7,09—4,13—3,26—2,93—2,46.

Изометричные выделения белого, бесцветного, коричневого цвета размером до 0,5 см. Пл. 2,92. Тв. 5. Блеск жирный.

Встречен в пегматитах щелочных сиенитов Даралиоз (Таджикистан) Парагенезис: эгирин, кварц.

Браннокит (*brannockite*) $\text{KLi}_3\text{Sn}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$. Описан Вайтом (I. S. White, Z. E. Aram, Z. A. Nelen, P. B. Leavens, R. W. Thomssen, 1973 г.). Хим. состав: Li_2O 3,75; Na_2O 0,74; K_2O 3,72; SnO_2 28,2; SiO_2 65,8 %.

Синг. гекс.; простр. гр. P 6/*mcc*; a_0 10,12, c_0 14,24; No 1,567, Ne 1,566. Дебаеграмма 7,14—5,50—4,31—4,11—2,90.

Пластинчатые кристаллы белого цвета размером менее 1 мм. Пл. 3,08. Обнаружен в олово-сподуменовых пегматитах Кингз-Маунтин (США).

Цектцерит (*zektzerite*) $\text{NaLiZrSi}_6\text{O}_{15}$. Описан Данном (Dunn, 1977 г.). Хим. состав: Li_2O 2,8; Na_2O 5,9; ZrO_2 21,84; HfO_2 0,5; TiO_2 0,75; SiO_2 68,24 %.

Синг. ромб.; простр. гр. $Cmca$; a_0 10,16, b_0 17,35, c_0 14,37; Ng 1,584, Np 1,582. Дебаеграмма 7,19—4,85—4,34—3,48—3,14. Таблитчатые идиоморфные кристаллы размером до $37 \times 33 \times 15$ мм. Штриховка параллельна оси a . Сп. совершенная. Пл. 2,69. Тв. 6. Цвет белый, розовый.

Встречен в миароловых пустотах рибекитовых гранитов Голден Хорн (штат Вашингтон, США). Парагенезис: дымчатый кварц, рибекит, циркон, астрофиллит, эльпидит, апмит, хлорит, кальцит, флюорит, реже ортит, стильтит, бастнезит, леллингит. Имеет качество драгоценного камня.

Эмелеусит (emelewsite) $\text{Na}_2\text{LiFeSi}_6\text{O}_{15}$. Открыт Аптоном (Upton, 1978 г.). Хим. состав: Li_2O 2,78; Na_2O 11,98; MnO 0,03; MgO 0,10; Fe_2O_3 12,13; Al_2O_3 1,34; ZrO_2 0,1; TiO_2 0,55; SiO_2 70,75 %.

Синг. ромб.; a_0 10,07, b_0 17,35, c_0 14,0; Ng 1,597, Np 1,596. Дебаеграмма 4,35—4,09—3,50—3,21—3,09. Изометрические кристаллы размером до 2 мм белого, розового цвета. Пл. 2,77. Тв. 5,5. Блеск стеклянный.

Встречен в эгирин-трахитах Игдлуталик (Гренландия).

Сподумен (spodumene) $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$. Синоним — трифан (triphane). Установлен Андрада (Z. V. Andrada, 1800 г.). Разновидности: гиденит (hiddenite) ювелирнопрозрачный изумрудно-зеленый (шт. Северная Каролина, США), кунцит (kunzite) ювелирнопрозрачный фиолетовый (Афганистан). Хим. состав: Li_2O 5,8—7,6; Na_2O 0,01—1,5; K_2O 0,01—0,8; MgO 0,1—0,3; MnO 0,03—0,1; FeO до 1,1; Fe_2O_3 0,15—1,75; Al_2O_3 26—27,6; SiO_2 62,2—65,3; TiO_2 до 0,2; H_2O^- до 0,2; H_2O^+ до 0,5; F до 0,5; Cl до 0,2. Из примесей характерны: Rb до 0,03; Cs до 0,02; Ga до 0,5 %.

Синг. монокл.; простр. гр. $C2/c$; a_0 9,52, b_0 8,32, c_0 5,25; β 110,5; Ng 1,670—1,682, Nm 1,660—1,669, Np 1,653—1,670, $Ng-Np$ 0,012—0,020, $2V$ 55—64°. Дебаеграмма: 2,92—2,79—2,45—1,60—1,56. Кристаллы призматические. Обычно пластинчатые по (100) с вертикальной штриховкой. Характерны пинакоиды a [100], b [010] и призма m [110].

Встречается в виде призматических, игольчатых и пластинчатых кристаллов размером от долей мм до 1—2 м в длину, редко до 8—15 м. Часты полисинтетические двойники. В альбит-сподуменовых пегматитах кристаллы обычно ориентированы грубо перпендикулярно контактам жил, в других типах литневых пегматитов ориентировка кристаллов отсутствует. Содержание сподумена в альбит-сподуменовых пегматитах составляет 15—25 %. Сподумен никогда не образует сплошных масс. Очень редко встречаются небольшие щетки кристаллов поздней генерации.

Сп. по (110) совершенная. Отдельность по (010) и (100). Излом неровный, занозистый. Хрупкий. Тв. 6,5—7, микротвердость 948—1176. Пл. 3—3,2. Цвет серовато-зеленоватый в альбит-сподуменовых пегматитах, в других литневых пегматитах белый, розовый. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Полупрозрачный. В кислотах не растворяется. В ультрафиолете люминесцирует желтоватым или розовым цветом. Плавится при 1380 °С. При температуре 940—1100 °С α -сподумен превращается в β -сподумен с большим увеличением объема, из-за чего кристаллы рассыпаются в порошок, что ранее использовалось обогатителями для получения сподуменового концентрата.

Распространенный минерал гранитных пегматитов, изредко встречается в гранитах. Главный промышленный минерал для получения лития. Попутно из сподуменовых концентратов извлекаются рубидий, цезий, галлий. Главные месторождения в Канаде, США, Афганистане и Африке. Парагенезис: альбит, лепидолит, петалит, тантало-ниобаты, берилл, поллукит. Месторождения ювелирного гиденита известны в США, кунцита — в Афганистане и Бразилии.

Гольмквистит (holmquistite) $\text{Li}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$. Открыт Озанном (A. Osann, 1912 г.). Хим. состав: Li_2O 2,1—3,6; Na_2O 0,2—1,6; K_2O до 0,7; CaO 0,06—1,3; MnO 0,1—0,6; MgO 6,9—12,2; FeO 4,4—13,0; Fe_2O_3 2,2—9,7; Al_2O_3 7,5—14,6; SiO_2 55,5—60,4; TiO_2 до 0,6; F 0,2—0,9; H_2O^+ 2,1—3,2; H_2O^- до 0,12; CO_2 до 1,5 %.

Синг. ромб.; простр. гр. $Pnma$; a_0 18,27, b_0 17,17, c_0 5,30; Ng 1,633—1,666, Nm 1,627—1,655, Np 1,610—1,642; $Ng-Np$ 0,020—0,029. Плеохроизм: Ng — фио-

летовый с оттенками, *Nm* — фиолетовый, *Np* — желтовато-зеленый до светло-желтого; $(-)$ 2V50°. Дебаграмма 3,00—1,49—1,39—1,31—1,01. Призмы [110] с продольной штриховкой и другие формы.

Игольчатые кристаллы длиной от долей мм до 10 см темно-фиолетового (почти черного) до голубого цвета. Часты солнца. Сп. совершенная по (110), отдельность по (001), (112) и (113). Пл. 2,95—3,13. Тв. 5—6. Блеск стеклянный. Черта голубоватая.

Распространен в эндоконтактах и особенно широко в экзоконтактах литиевых пегматитов среди вмещающих пород амфиболового состава. На расстоянии до 10 м от пегматитовых тел количество гольмквистита в породе иногда составляет 5—10 %, постепенно убывая с удалением от жил. Парагенезис: во вмещающих породах с роговой обманкой, биотитом (часто цезиевым), клиноцоизитом, в эндоконтакте пегматитов — с олигоклазом, альбитом, шерлом. Хороший поисковый признак на редкометалльные пегматиты.

Литиево-рубидиевый фенгит (phengite) $(K, Rb)LiMgAl_2Si_3O_{10}(OH, F)$ — мелкочешуйчатая разновидность мусковита, обогащенная SiO_2 (47—49 %) вместо 46 % и магнием (несколько процентов вместо десятых долей MgO). Содержит (в %): Li_2O до 1,0; Rb_2O 1,7—2,9; Cs_2O 0,8—0,9.

Распространен в экзоконтактах литиевых пегматитов. Месторождения: Сибирь.

Циннвальдит (zinnwaldite) $KLiFeAl_2Si_3O_{10}F_2$. Описан Хайдингером (Haidinger, 1845 г.). Синоним: криофиллит. Хим. состав: Li_2O 2,9—4,5; Na_2O 0,5—2,2; K_2O 7,7—10,3; Rb_2O 0,7—1,5; CaO 0,3—1,2; MgO 0,1—1,0; MnO 0,2—2,0; FeO 7,0—11,8; Fe_2O_3 0,9—1,2; Al_2O_3 19—25,7; SiO_2 41,6—46,2 %; TiO_2 до 1,35; F 1,3—9,5; H_2O^+ 1,0—4,4; H_2O^- 0,1—0,8 %.

Синг. монокл.; простр. гр. $C2/c$; a_0 5,27, b_0 9,09, c_0 10,07; β 100; $(-)$ 2V 30°; Ng 1,576, Nm 1,574, Np 1,545. Плеохроизм в светло-бурых и бурых тонах. Дебаграмма 9,90—3,70—3,34—2,00.

Образует пластинчатые, чешуйчатые агрегаты, реже призматические кристаллы бурого цвета. Размер выделения от миллиметров до нескольких дециметров. Сп. весьма совершенная по (001). Пл. 3,0. Тв. 2,5. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности иногда перламутровый. При нагревании главная масса воды выделяется при 800—900 °С.

Циннвальдит встречается в грейзенах среди гранитов или вмещающих их пород, реже в высокотемпературных кварцевых жилах и гранитных пегматитах. В грейзенах образует крупные скопления, которые иногда служат источником промышленной добычи циннвальдита, перерабатываемого на литий, рубидий, цезий. Парагенезис в грейзенах: касситерит, вольфрамит, топаз, флюорит. Месторождения: в ЧССР (Цинковец), КНДР, КНР и других странах.

Масутомилит (masutomilite) $KLiMnAl_2Si_3O_{10}F_2$. Описан Нагашима (K. Nagashima, K. Harada, M. Honda, 1975 г.). Хим. состав: Li_2O 4,45; Na_2O 0,54; K_2O 9,88; Rb_2O 1,54; MgO , CaO не обн.; FeO 1,53; MnO 8,12; Al_2O_3 19,81; Fe_2O_3 0,38; SiO_2 46,85; TiO_2 0,13; H_2O^+ 1,27; H_2O^- 1,36; F 7,04 %.

Синг. монокл.; a_0 5,24, b_0 9,05, c_0 10,05; Ng 1,570, Nm 1,569, Np 1,534; $(-)$ 2V 20°. Под микроскопом почти бесцветный. Дебаграмма 9,94—3,30—3,09—2,89—2,59.

Таблитчатые кристаллы розового цвета, иногда зональные, размером до $10 \times 5 \times 1$ см. Прозрачный. Сп. совершенная по (001). Пл. 2,94. Тв. 2,5.

Найден в гранитном пегматите (Япония). Парагенезис: топаз, шерл, альбит, кварц.

Лепидолит (lepidolite) $K_2Li_2Al_5Si_6O_{20}F_4$. Найден Клапротом (М. Н. Klaproth, 1792 г.). Хим. состав: Li_2O 3,2—4,4; Na_2O 1—3; K_2O 9,2—11,0; Rb_2O 2—4,5; Cs_2O 0,2—1,0; CaO до 0,2; MgO до 0,7; MnO до 0,4; FeO до 1,3; Fe_2O_3 до 0,3; Al_2O_3 25,3—29,6; SiO_2 46,3—50,7; H_2O^+ 1,5—3,0; H_2O^- 0,2—0,7; P_2O_5 до 0,1; F 4,4—5,2 %.

Синг. монокл.; простр. гр. $C2/c$; a_0 5,21, b_0 8,97, c_0 20,16, β 100,8; Ng 1,559, Nm 1,558, Np 1,526. (—) $2V$ 27°. В шлифе прозрачный, бесцветный. Дебаеграмма 4,84—3,57—3,23—2,79—2,51.

Распространен в виде анхимономинеральных скоплений, гнездо- и линзообразных залежей размером от сантиметров до многих десятков метров в длину и до 20 м мощностью. В гнездах часто большая примесь альбита, в меньшей мере турмалина, кварца и др. Иногда образует отдельные чешуйки или скорлуповатые кристаллы («Барботов глаз») размеров до 4 см. Наиболее обычная форма кристаллов пластинчатая, чешуйчатая. Цвет фиолетовый, сиреневый (не путать с розовым мусковитом). Сп. весьма совершенная по (001). Пл. 2,85. Тв. 3. Блеск стеклянный.

Широко распространен в сподумен-микроклин-альбитовых и альбит-лепидолитовых пегматитах. В первых образует анхимономинеральные агрегаты в виде гнезд и линзообразных залежей, представляющих промышленный интерес, как источник получения лития, рубидия, цезия. В 50-е годы в Африке добывалось до 100 тыс. т лепидолитового концентрата. В альбит-лепидолитовых пегматитах чешуйки лепидолита рассеяны в кварц-альбитовом агрегате и промышленного значения здесь этот минерал не имеет. В других типах пегматитов очень редок. Парагенезис: альбит, розовый и полихромный турмалин, амблигонит, танталаты (микролит, танталит, воджинит, симпсонит, соседкоит и др.), поллуцит, белый и розовый берилл. Месторождения: Бикита (Зимбабве), Карибиб (ЮАР), Берник-Лейк (Канада).

Полилитнионит (polyolithionite) $KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$. Найден Лоренцем (Z. Lorenzen, 1884 г.). Синонимы: ирвингит и пауцлитнионит. Хим. состав: Li_2O 5—7,5; Na_2O 0,5—2,6; K_2O 8,4—12,0; Rb_2O_3 до 1,5; MgO 0,2—3,0; CaO 0,4—1,2; MnO 0,03—0,8; FeO до 0,4; Fe_2O_3 0,15—0,95; Al_2O_3 12,2—14,8; SiO_2 58,5—60,8; TiO_2 до 1,1; Nb_2O_5 до 1,5; H_2O^+ 0,5—2,8; H_2O^- 0,3—3,0; F 3—7,7 % (табл. 2).

Синг. монокл.; простр. гр. $C2/m$; a_0 5,19, b_0 8,97, c_0 10,03, β 100,5; Ng 1,56, Nm 1,56, Np 1,53. (—) $2V$ 0—30°. Дебаеграмма 2,56—2,36—1,97—1,62—1,49.

Встречается: 1) в щелочных пегматитах фойитов в виде скрытокристаллических масс неправильной формы до 20 см в поперечнике, псевдоморфоз по натролиту размером до 5 см, сферолитов до 1 см в диаметре, отдельных таблитчатых псевдогексагональных кристаллов до 5 см в поперечнике; 2) в щелочных гранитах в виде мелких выделений и разрозненных чешуек размером до 2 мм, диссимилированных в кварц-альбит-микроклиновой породе, реже в виде прожилков толщиной до 0,5 см; 3) во флюорит-полилитнионитовых позднетермальных метасаматитах в виде тонкой вкрапленности и сети тончайших прожилков; 4) в гранитных пегматитах в виде псевдогексагональных кристаллов.

Сп. весьма совершенная по (001). Излом неровный. Тв. 2—3, микротвердость 44—69. Пл. 2,583—2,757 у скрытокристаллических разностей и 2,817—у кристаллов. Цвет белый, розовый, кремовый, черный с зеленоватым или голубоватым оттенком. Черта белая. Блеск перламутровый.

Таблица 2

Химический состав (в %) полилитоинита из месторождений различных генетических типов

Компоненты	Редкометалльные гранитные пегматиты, Балтийский щит	Агпаитовые нефелиновые сиениты, Гренландия	Щелочные редкометалльные метасоматиты, Восточная Сибирь	Щелочные граниты, МНР	Щелочные граниты, СССР	Флюорит-полилитоинитовые метасоматиты по осадочно-вулканогенным породам
SiO ₂	53,50	61,40	58,40	60,49	52,17	58,65
TiO ₂	Не обн.	0,20	Не обн.	0,39	0,16	0,15
Al ₂ O ₃	17,67	12,99	16,30	12,95	16,84	14,37
Fe ₂ O ₃	0,16	0,18	0,44	0,37	3,32	0,80
FeO	Не обн.	0,09	Не обн.	Не обн.	4,43	Не обн.
MnO	0,17	0,09	»	0,08	0,40	»
MgO	Не обн.	0,02	»	Не обн.	сл.	1,93
CaO	»	Не обн.	»	0,35	1,15	1,34
Na ₂ O	0,30	0,19	0,42	0,65	0,41	0,18
K ₂ O	11,69	10,98	10,79	11,31	9,40	9,70
Li ₂ O	7,67	7,18	7,50	6,79	5,51	5,97
Rb ₂ O	1,68	0,89	1,65	0,20	0,66	0,14
Cs ₂ O	0,68	0,007	Не обн.	Не обн.	0,005	0,03
H ₂ O ⁻	1,33	0,52	—	0,30	1,33	3,72
F	8,78	7,94	9,16	9,50	7,03	5,86
Сумма	102,63	102,65	104,66	103,38	102,81	102,84
Автор	М. В. Скосырева, Е. В. Владова, 1983 г.	Е. И. Семенов, 1969 г.	Т. И. Шурига, 1976 г.	Н. Владыкин, 1981 г.	В. Н. Павлова, М. В. Скосырева, 1981 г.	Н. А. Юшко, 1981 г.

В. Н. Павловой, М. В. Скосыревой и Н. А. Юшко установлено гораздо более широкое распространение полилитоинита, в частности в щелочных гранитах и позднегермальных метасоматитах, где он может образовывать промышленные концентрации как источник получения лития, рубидия, в меньшей степени цезия. Полилитоинит встречается в массивах нефелиновых сиенитов (Гренландия) и щелочных гранитов (Сибирь), в позднегермальных метасоматитах (Средняя Азия) и гранитных пегматитах (Кольский п-ов).

Парагенезис: 1) в щелочных пегматитах фойяитов — халцедоновидный натролит, поздний микроклин, тайниолит (последний иногда обрастает полилитоинитом); 2) в щелочных гранитах — альбит, микроклин, кварц, эгирин, циркон, колумбит; 3) в позднегермальных метасоматитах — флюорит, литиевый фенгит, протолитоинит; 4) в гранитных пегматитах — лепидолит, розовый мусковит, розовый и полихромный турмалин, танталаты, амблигонит, поллуцит, розовый берилл.

Гидрополилитоинит $KLi_2AlSi_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$. Изучен Е. И. Семеновым (1959 г.). Хим. состав: Li₂O 5,16; Na₂O 0,64; K₂O 8,79; CaO 0,64; MgO 1,7; Al₂O₃ 15,5; Fe₂O₃ 0,5; SiO₂ 57,44; P₂O₅ 0,09; SO₃ 0,34; F 1,04; H₂O⁺ 4,28; H₂O⁻ 3,68%.

Ng 1,515, *Np* 1,51. Пл. 2,5. Дебаеграмма сходна с полилитнионитом, но линии менее отчетливы. В отличие от полилитнионита на кривой нагревания гидрополилитнионита появляется эндотермический эффект в интервале 65—140 °С, вызванный удалением воды.

Образуется при выветривании полилитнионита и выносе из него фтора и отчасти щелочных металлов.

Тайниолит (tainiolite) $\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$. Обнаружен Флинком (G. Flink, 1900 г.). Хим. состав: Li_2O 2,4—3,8; Na_2O 0,6—1,8; K_2O 10,4—11,4; MgO 17,4—19,2; MnO до 1,4; FeO 0,6—1,9; Al_2O_3 до 2,7; SiO_2 52,2—58,8; TiO_2 до 2,0; H_2O^+ 0,6—4,2; H_2O^- 0,1—2,0; F 5,3—8,6 %.

Синг. монокл.; a_0 5,27, b_0 9,13, c_0 10,12; β 100. *Ng*—*Nm* 1,554—1,570, *Np* 1,524—1,540, *Ng*—*Np* 0,030. (—)2*V* 0—5°. Плеохроизм от желтоватого по *Ng* до бесцветного по *Np*.

Образует чешуйки и отдельные пластинчатые кристаллы размером до 3,5×5×0,5 см, иногда скрытокристаллические агрегаты. Цвет коричневый до бесцветного. Сп. совершенная по (001). Тв. 2,5—3. Пл. 2,82. В пламени маяльной трубки в отличие от других литиевых слюд оплачивается с трудом. Синтетический тайниолит плавится при 1185 °С.

Обнаружен в щелочных пегматитах нефелиновых сиенитов на Кольском п-ве, в Гренландии и США. Парагенезис: натролит, полилитнионит, апатит, нептунит, шизолит.

Эфесит (ephesite) $\text{NaLiAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}$. Описан Смитом (I. L. Smith, 1851 г.). Хим. состав: Li_2O 0,9—2,8; Na_2O 4,2—9,2; K_2O 0,1—1,1; CaO 1,4—2,6; FeO 0,4—1,0; Fe_2O_3 0,1—0,5; Al_2O_3 50,6—57,9; SiO_2 28,9—31,5; H_2O^+ 3,0—5,3; H_2O^- 0,1—1,25; F 0,02—0,2 %.

Синг. монокл.; простр. гр. *C* 2; a_0 5,11, b_0 8,86, c_0 9,69, β 100,2; *Ng* 1,625, *Nm* 1,623, *Np* 1,592; (—)2*V* 50°. Дебаеграмма 9,5—3,18—2,52—2,41—1,48.

Чешуйчатые и пластинчатые выделения, чаще сплошные агрегаты. Сп. совершенная. Цвет белый. Пл. 2,9. Тв. 2.

Распространен в слюдисто-флюоритовых метасоматитах, где образует крупные скопления, которые в благоприятных географо-экономических условиях могут служить источником промышленной добычи лития. Парагенезис: литийсодержащий мусковит, флюорит, фенакит. Месторождения известны на Аляске. Встречается в гранитных пегматитах (ЮАР) и щелочных пегматитах (Гренландия).

Битиит (bytyite) $\text{LiCaBeAl}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Описан Лакруа (A. Lacroix, 1908 г.). Хим. состав: Li_2O 2,73; Na_2O 0,4; K_2O 0,16; BeO 2,27; CaO 14,3; MgO 0,13; Al_2O_3 41,75; SiO_2 31,95; H_2O 6,5 %.

Синг. монокл.; a_0 4,98, b_0 8,67, c_0 18,74, β 90; *Ng* 1,656, *Nm* 1,652, *Np* 1,644, (—)2*V* 60°. Дебаеграмма 3,14—2,48—2,04—1,88—1,45.

Образует тонкие пластинчатые кристаллы гексагонального облика. Цвет белый или желтый. Сп. ясная по (001). Пл. 3,05. Тв. 6,0.

Встречается в литиевых пегматитах Мадагаскара (г. Бити) и СССР. Парагенезис: литиевые слюды, бавенит, касситерит, турмалин, берилл.

Боулит (bowleyte) $\text{LiCaBe}_{2,5}\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Описан Роулджем (H. P. Rowledge, I. Hayton, 1948 г.). Хим. состав: Li_2O 0,4; Na_2O 0,4; K_2O 0,08; BeO 8,0; CaO 15,0; Al_2O_3 36,0; SiO_2 32,25; H_2O^+ 5,8 %. В отличие от битиита богаче бериллием и беднее алюминием. *Ng* 1,98, *Np* 1,85, *Ng*—*Np* 0,013.

Плотные слюдоподобные агрегаты буровато-белого цвета. Сп. совершенная по базису. Пл. 3,02.

Встречен в пегматитах Австралии. Парагенезис: литиевые слюды, бавенит, касситерит, петалит, берилл, альбит, поздний турмалин.

Свайнфордит (swinefordite) $\text{Li}_3\text{Mg}_{1,5}\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Описан Тин (Pei-Lin Tien, P. V. Leavens, I. A. Nelen, 1975 г.). Хим. состав: Li_2O 4,7—4,58; Na_2O 0,63—0,27; K_2O 0,0—0,14; MgO 6,8—7,38; CaO 0,8—1,71; MnO 0,0—0,07; Al_2O_3 13,1—14,68; Fe_2O_3 1,9—1,79; SiO_2 54,1—59,46; H_2O^+ 15,6; F 1,49—0,0 %.

Синг. монокл.; простр. гр. $C2/m$; Ng 1,526, Nm 1,525, Np 1,524. Плеохроизм: по Ng светло-желто-бурый, по Np почти бесцветный. $(-)$ 2V 37°. Дебаеграмма 12,96—4,53—3,09—2,62—1,508.

Агрегаты пористые. Волокнистый. Цвет светло-зеленовато-серый до зеленовато-оливкового; при 450 °С светло-бурый, при 650 °С серебристо-белый, при 900 °С белый. Черта белая. Блеск тусклый. ИК-спектр характеризуется линиями поглощения 3620, 3435, 1635, 1095, 1020, 810, 780, 510, 470, 420 cm^{-1} . На кривой нагревания эндотермические эффекты наблюдаются при 125, 200 и 625 °С, экзотермический — при 680 °С.

Гипергенный свайнфордит встречается в виде налетов, пятен вдоль трещин в пегматитах Кингз Маунтин (шт. Северная Каролина, США) на кристаллах кварца, альбита, апатита и как продукт изменения сподумена и других литиевых силикатов. Парагенезис: швейцерит, вивианит.

Гекторит (hectorite) $\text{NaLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Описан Стрисом (H. Strese, H. Hofmann, 1941 г.). Хим. состав: монтмориллонит $(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ с содержанием окиси лития до 1,5 % и повышенным содержанием натрия и магния вместо алюминия.

Синг. монокл.; a_0 5,25, b_0 9,16; Ng 1,51, Nm 1,499, Np 1,489. Дебаеграмма 15,8—4,58—2,48—2,66—1,53.

Землистые агрегаты белого, розового цвета. Эпитермальный или гипергенный в осадочных толщах. Встречен в Калифорнии (США).

Кукеит (cookeite) $\text{LiAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Обнаружен Куком, изучен Брашем (C. I. Brush, 1866 г.). Хим. состав: Li_2O 2,7—4,3; Na_2O до 1,1; K_2O 0,1—2,5; MgO 0,04—1,3; CaO 0,0—0,45; FeO 0,0—1,7; Fe_2O_3 0,0—1,7; Al_2O_3 43,2—47,5; SiO_2 33,3—38,2; H_2O^+ 12,5—15,0; H_2O^- 0,2—0,6; F 0,0—0,34 %.

Синг. монокл.; a_0 5,16, b_0 8,92, c_0 14,41, β 97,2; Ng 1,597, Nm 1,579, Np 1,576. $(+)$ 2V 55°. Дебаеграмма 3,52—2,57—2,32—1,49.

Псевдогексагональные пластинки длиной до 4 мм в виде веерообразных агрегатов или сферолитов белого, розового, зеленоватого цвета. Сп. совершенная по (001). Пл. 2,6—2,69. Тв. 2,5—3,5, микротвердость 80—92. Блеск перламутровый, шелковистый. В пламени паяльной трубки вспучивается и плавится.

Встречается в литиевых пегматитах Варутреск (Швеция), Геброн (США) и др. Парагенезис: поздний кварц, лепидолит, поздний микроклин, альбит.

Манандонит (manandonite) $\text{Li}_2\text{Al}_5\text{BSi}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Обнаружен Лакруа (A. Lacroix, 1912 г.). Хим. состав: Li_2O 3,97; Na_2O 0,48; K_2O 0,2; Al_2O_3 47,02; B_2O_3 9,25; SiO_2 25,2; H_2O 14,1 %.

Синг. монокл., псевдогексагональный; a_0 5,23, b_0 8,92, c_0 14,11, β 97,9; Nm 1,6, $Ng-Np$ 0,014, $(+)$ 2V 25—30°.

Пластинчатые кристаллы в виде скоплений и корок. Бесцветный. Сп. совершенная по базису. Пл. 2,89. В пламени паяльной трубки плавится. Разлагается в серной кислоте.

Встречен на Мадагаскаре близ р. Макандон в гранитных пегматитах, ассоциирует с красным турмалином, лепидолитом.

Эльбаит (albite) $\text{NaLiAl}_3\text{Si}_6\text{B}_3\text{O}_{28}(\text{OH})_2\text{F}$. Описан В. И. Вернадским (1913 г.). Хим. состав: маложелезистый шерл с литием (Li_2O 1,7—2,5 %) и фтором.

Синг. триг.; простр. гр. $R3m$; a_0 15,84, c_0 7,01; No 1,64, Ne 1,615. Дебаеграмма 2,55—2,02—1,44—1,39—1,02.

Тригональные призмы розового цвета. Пл. 3,03. Встречается в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах с лепидолитом. Имеет ювелирные качества. Местонахождение: Мадагаскар, СССР и другие регионы. Парагенезис: лепидолит, петалит, эвкрипит, полихромный турмалин, розовый берилл, розовый сподумен.

Лиддикоатит (liddicoatite) $\text{Li}_2\text{CaAl}_7\text{Si}_6\text{B}_3\text{O}_{27}(\text{OH})_3\text{F}$. Описан Данном (P. I. Dunn, D. E. Appleman, I. E. Nelen, 1977 г.). Хим. состав (микрозонд): Li_2O 2,48; Na_2O 0,88; CaO 4,21; MgO 0,11; MnO 0,27; FeO 0,83; TiO_2 0,38; Al_2O_3 37,9; B_2O_3 10,89; SiO_2 37,7; F 1,72; H_2O^+ 2,69 %. Предполагается существование твердого раствора между лиддикоатитом и эльбаитом.

Синг. тригон.; простр. гр. $P3m$; a_0 15,867, c_0 7,135; Ne 1,621, No 1,637. Плеохроизм: по Ne — светло-бурый, по No — темно-бурый. Одноосный (—).

Кристаллы с формой, характерной для турмалина, в виде тригональных призм размером до 25×10 см. Коричневые или полихромные, зонально окрашенные с зонами зеленого, розового, красного, коричневого, голубого цвета. Сп. несовершенная по (0001). Прозрачный. Блеск стеклянный. Тв. 7,5. Пл. 3,02.

Обнаружен в виде обломков в почве близ Антсираб (Мадагаскар). Ювелирный камень.

Танкоит (tancoite) $\text{HLiNa}_2\text{Al}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})$. Описан Р. Рамик (R. A. Ramik, B. D. Sturman, P. I. Dunn, A. S. Povarennykh, 1980 г.). Хим. состав (микрозонд и атомно-абсорбционная спектроскопия): Li_2O 5,2; Na_2O 20,0; CaO 0,5; Al_2O_3 18,3; P_2O_5 50,1; H_2O 6,8 %.

Синг. ромб.; a_0 7,041, b_0 14,130, c_0 6,975; Ng 1,564, Nm 1,563, Np 1,541; (+) $2V$ 23° . Дебаеграмма 4,672—3,413—3,150—2,479—1,760—1,438.

Удлиненнопризматические кристаллы длиной до 1 мм с формами: [010], [111], [001], [100], {021}. Иногда друзы субпараллельных кристаллов по [001]. Бесцветный или светло-розовый. Блеск стеклянный. Излом раковистый. Сп. совершенная по (010) и (001). Тв. 4—4,5. Пл. 2,752. Быстро растворяется в разбавленных соляной и азотной кислотах. В рентгеновских лучах зеленовато-желтый.

Встречен в гранитном пегматите месторождения Танко (Канада). Парагенезис: апатит, литиофосфат.

Литиофосфат (lithiophosphate) Li_3PO_4 . Обнаружен и изучен В. В. Матиасом (1957 г.). Хим. состав: Li_2O 37,07; Na_2O 0,05; MnO 0,01; CaO 0,88; MgO 0,15; Fe_2O_3 0,04; Al_2O_3 0,62; SiO_2 1,14; P_2O_5 59,92; H_2O^+ 0,33; H_2O^- 0,06 %.

Синг. ромб.; простр. гр. Pmn ; a_0 4,85, b_0 10,47, c_0 6,12; (+) $2V$ 69° . Ng 1,567, Nm 1,557, Np 1,550. Дебаеграмма 3,97—3,78—2,63—1,51—1,02.

Образует неправильные обособления размером до $9 \times 5 \times 4$ см белого или розового цвета. Сп. в двух направлениях под углом 50° . Пл. 2,46. Тв. 4. Полупрозрачный. Блеск стеклянный. Слабо растворяется в горячей воде, хорошо — в соляной кислоте. В катодных лучах люминесцирует голубым цветом. При нагревании до 516°C обнаруживает эндотермический эффект.

Встречен в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах Канады (Танко) и СССР. Парагенезис: розовый сподумен, турмалин, берилл, лепидолит, амблигонит, танталаты.

Амблигонит (amblygonite) LiAlPO_4F . Обнаружен Дюрром, описан Брейтгауптом (I. F. A. Breithaupt, 1817 г.). Хим. состав: Li_2O 6,4—9,1; Na_2O 0,7—3,5; K_2O 0,0—0,2; CaO 0,2—1,0; Al_2O_3 33,2—36,2; P_2O_5 47,1—48,0; F 3,5—9,9; H_2O 2,3—5,0 %.

Синг. трикл.; простр. гр. $P1$; a_0 5,19, b_0 7,12, c_0 5,04, α 112,0, β 97,8, γ 68,1; ($-$) $2V$ 50—70°, Ng 1,616, Nm 1,608, Np 1,594. Дебаеграмма 3,15—2,97—1,58—1,28—1,25.

Образует изометричные неправильные выделения размером от долей мм до 1 м в поперечнике. Цвет белый с различными оттенками: сероватым, желтоватым, зеленоватым, голубоватым. Сп. совершенная. Излом неровный. Блеск стеклянный до жирного, воскового. Полупрозрачный. Пл. 3. Тв. 5,5. Микротвердость 794—897. Полисинтетические двойники.

Постоянно присутствует в литиевых пегматитах. В сподумен-микроклиноальбитовых пегматитах иногда образует промышленные скопления. Например, на месторождении Бикита (Зимбабве) в 50-е годы амблигонит добывался тысячами тонн для получения лития и непосредственного использования при производстве ответственной керамики. Парагенезис: лепидолит, поллуцит, танталаты, поздний турмалин, берилл, сподумен, петалит, касситерит. Часто встречается в литиево-танталосных гранитах, в которых иногда образует анхимономинеральные залежи объемом сотни кубических метров. Месторождения: Монтебра (Франция), Восточная Сибирь. Парагенезис: литиевые слюды, касситерит, альбит.

Монтебразит (montebrasite) $\text{LiAlPO}_4(\text{OH})$. Обнаружен Клазо (A. Cloizeaux, 1871 г.). Хим. состав: амблигонит с небольшим содержанием фтора (0,8—2,7 %) и повышенным содержанием воды (до 6,3 %).

По свойствам близок амблигониту. Отличаются: 1) дебаеграмма (4,67—3,27—3,2—3,16—2,97), 2) показатели преломления (Ng 1,636, Nm 1,623, Np 1,616,3). Тв. 6.

Встречается в тех же генетических типах месторождений, что и амблигонит.

Гебронит (hebronite) $\text{LiAlPO}_4(\text{F}, \text{OH})$. Описан Кобеллом (Fr. von Kobell, 1873 г.). Хим. состав: промежуточный между амблигонитом и монтебразитом.

Таворит (tavorite) $\text{LiFePO}_4(\text{OH})$. Описан Линдбергом (M. L. Lindberg, W. T. Pecoга, 1954 г.). Хим. состав: Li_2O 8,54; Fe_2O_3 45,7; P_2O_5 40,61; H_2O 5,15 %.

Синг. трикл. Дебаеграмма 4,99—4,68—3,29—3,05—2,47. Nm 1,807. Положительный.

Зернистые агрегаты зеленого цвета. Пл. 3,29. Тв. 6. Встречен в пегматитах Бразилии и ФРГ (Хагендорф) как вторичный минерал по продуктам изменения трифилина.

Трифиллин (triphyline) LiFePO_4 . Открыт Фушем (I. N. Fuchs, 1834 г.). Синонимы: трифилит, тетрафиллин (tetraphyline), перовскин (perowskine). Разновидности: магнотрифиллин (magnotriphyline) с содержанием MgO — 7,38 % встречен в месторождении Смит (США). Хим. состав: Li_2O 6,8—8,5; Na_2O 0,2—0,6; MgO 0,7—3,0; CaO 0,2—1,8; MnO 11,5—19; FeO 24,3—32,3; Fe_2O_3 0,0—1,1; P_2O_5 44,1—44,8; H_2O^+ 0,1—0,35; H_2O^- 0,15—0,3 %. Крайний железистый член непрерывного ряда трифилин—литнофилит.

Синг. ромб.; простр. гр. $Pnam$; a_0 6,04, b_0 10,39, c_0 4,72; Ng 1,691—1,703, Nm 1,684—1,701, Np 1,683—1,695, $Ng-Np$ 0,005—0,008; (+) $2V$ 15—62° до ($-$) $2V$ 80—120°. Дебаеграмма 4,29—3,51—3,03—2,54—1,75.

Обычно встречаются одиночные кристаллы изометричного облика неправильной формы размером до 20 см в поперечнике, реже мономинеральные скоп-

ления до 0,5 м. Цвет сероватый с голубоватым, зеленоватым, розовым оттенком, реже зеленый. В близповерхностных условиях характерна сетка черных и бурых окислов марганца и железа по трещинам. Черта белая. Блеск стеклянный до жирного. Полупрозрачный. Сп. совершенная по (100) и несовершенная по (010). Излом неровный. Пл. 3,46—3,58. Тв. 4—4,5.

Встречается во всех типах редкометальных пегматитов как в литиевых, так и безлитиевых в качестве характерного второстепенного и акцессорного минерала. Особенно част вблизи кварцевых ядер, в поздних альбитовых, мусковитовых и лепидолитовых зонах. Парагенезис: сливной кварц, альбит, микроклин, мусковит, лепидолит, сподумен, петалит, поллцит, амблигонит, эвкрипит, танталаты, поздние берилл и турмалин.

Месторождения: Варутреск (Швеция), Коктогай (КНР). Изредка встречается в танталоносных редкометальных гранитах совместно с амблигонитом, альбитом, лепидолитом, танталит-колумбитом, касситеритом.

Клинотрифиллин (clinitriphylin) $\text{LiFe}(\text{PO}_4)$. Обнаружен Квенселом (P. D. Quensel, 1937 г.) в пегматитах Варутреск (Швеция).

Синг. триклинная в отличие от ромбической у трифилина. Свойства и состав клинотрифилина сходны с трифилином.

Литиофилит (lithiophilite) LiMnPO_4 . Описан Брушем и Дэна (G. J. Brush, E. S. Dana, 1878 г.). Хим. состав: Li_2O 7,9—9,26; Na_2O 0,14—0,6; MgO 0,0—0,1; CaO 1,4—1,8; MnO 20,1—49,8; FeO 9—23,0; Fe_2O_3 0,3—6,3; P_2O_5 42,2—45,7; H_2O^+ 0,4—0,6; H_2O^- 0,05—0,15 %. Марганцевый член непрерывного изоморфного ряда трифилин—литиофилит.

Синг. ромб.; простр. гр. *Pnam*; a_0 6,05, b_0 10,32, c_0 4,71; *Ng* 1,666—1,682, *Nm* 1,666—1,673, *Np* 1,663—1,669, *Ng—Np* 0,010—0,013; (+)2V 21—65°. Дебаеграмма 4,26—3,47—2,53—1,75—1,64.

Цвет розовый, желтоватый, оранжево-желтый. Пл. 3,34—3,46. Тв. 4. Остальные свойства и генезис литиофилита аналогичны трифилину. Трифилин, по сравнению с литиофилитом, чаще встречается в безлитиевых пегматитах и в более ранних зонах литиевых пегматитов.

Сиклерит (sieklerite) $\text{LiMn}^{2+}\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_2$. Описан Шаллером (W. T. Schaller, 1912 г.). Синоним: псевдогетерозит (pseudoheterosite). Разновидности: ферросиклерит (ferrosieklerite), манганосиклерит (manganosieklerite). Хим. состав: Li_2O 0,6—3,8; Na_2O 0,2—1,1; MgO 0,0—3,9; CaO 0,2—2,1; MnO 14,9—33,6; FeO 0,0—0,6; Fe_2O_3 11,3—30,7; Mn_2O_3 0,0—2,1; P_2O_5 41,5—44,8; H_2O^+ 0,4—1,7; H_2O^- 0,5—1,8 %.

Синг. ромб.; простр. гр. *Pmnb*; a_0 5,92, b_0 10,04, c_0 4,80; *Ng* 1,745, *Nm* 1,735, *Np* 1,715; *Ng—Np* 0,030. Плеохроизм от буроватого и бледно-желтого по *Ng* до красно-бурого или густо-красного по *Np*; (−)2V 14—20°. Дебаеграмма 4,32—3,51—3,01—2,53—1,63.

Образует неправильные выделения размером до 5 см в поперечнике или камки вокруг выделений трифилина и литиофилита.

Цвет темно-коричневый до коричнево-черного. Черта коричневая. Блеск смолистый. Пл. 3,22. Тв. 4. Излом неровный. Сп. ясная.

Встречается в зоне гипергенеза редкометальных пегматитов. Развивается по трифилину и литиофилиту. Месторождения: Пажа (шт. Калифорния, США), Воджина (Австралия).

Бертосаит (bertossaite) $\text{LiCaAl}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_4$. Открыт Кноррингом (O. V. Knorring, M. E. Mrose, 1966 г.). Хим. состав: Li_2O 4,21; Na_2O 0,34; CaO 8,36; FeO 0,98; MnO 0,76; Al_2O_3 33,42; P_2O_5 45,34; H_2O^+ 5,36; H_2O^- 0,07 %.

Синг. ромб.; a_0 7,23; b_0 15,73; c_0 11,48; Ng 1,642, Nm 1,636, Np 1,624; $(-)$ 2V большой. Дебаеграмма 3,29—3,10—3,05—2,87—2,14.

Образует неправильные выделения бледно-розового цвета. Бл. стеклянный. Излом неровный до раковистого. Пл. 3.1. Тв. 6.

Встречен в литиевых пегматитах Буранга (Руанда). Парагенезис: амблигони́т, скорцалит, бразилианит, апатит.

Палермоит (palermoite) $\text{Li}_2\text{SrAl}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_4$. Описан Мроузом (M. E. Mrose, 1952 г.). Хим. состав: Li_2O 3,7; Na_2O 1,56; K_2O 0,1; CaO 0,88; SrO 9,2; Al_2O_3 33,85; P_2O_5 44,64; H_2O 5,97 %.

Синг. ромб.; прост. гр. *Imcb*; a_0 7,31, b_0 15,79, c_0 11,53; Ng 1,644, Nm 1,642, Np 1,627; $(-)$ 2V 20°.

Образует волокнистые агрегаты белого цвета. Хрупкий. Пл. 3.22. Тв. 6.

Встречен в пегматитах Палермо (США) совместно с галенитом и сидеритом.

Бастинит (bastinite) $\text{LiMnFe}(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Описан Фишером (Fischer, 1946 г.). Мало изучен. Образуется при гидратации литиофилита в виде тонких корочек мелких бесцветных кристаллов. Возможно это смесь литиофиллита с минералами паланта-гюролита.

Ферганит (ferganite). Открыт Я. Антиповым (1908 г.). $\text{HLiU}_4\text{V}_3\text{O}_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Ромб. синг. (?). Ng 2,05. Сп. по [001] совершенная. Цв. желтый, чешуйчатые выделения. Тв. 2,5; пл. 3.31. Сильно радиоактивный вторичный минерал в месторождениях урана.

Литиофорит (lithiophorite). Открыт Рэмделлом (Ramsdell, 1932 г.). $\text{LiAlMn}_2\text{O}_4(\text{OH})_4$. Хим. состав: Li_2O 1,23; BaO 2,78; MnO 55,12; CuO 1,74; $(\text{CoO} + \text{NiO})$ 2,42; Al_2O_3 10,54; R_2O_3 1,48; H_2O 12,64. Монокл. синг. Простр. гр. *C2/m*; a_0 5,06, b_0 2,91, c_0 9,55. Дебаеграмма 4,70—2,38—1,89—1,46. Образует призматические кристаллы, натечные агрегаты. Цв. черный, блеск металлический. Пл. 3.4. Тв. 2,5. Обнаружен в зоне окисления месторождения Шнеберг (США).

Синтетические минералы. У редких щелочных металлов и бериллия получены следующие твердые синтетические соединения: CsCl , CsF , CsBr , CsI , CsHCl_2 , LiNH_2 , $\text{LiF} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, CaBeF_4 , LiBeF_3 , Li_2BeF_4 , $\text{LiNaBe}_2\text{F}_6$, Na_2BeF_4 , $\text{Cs}_2(\text{UO}_2)\text{Cl}_4$, Rb_2PdCl_4 , Cs_2CuCl_4 , Cs_2PdCl_4 , CsHgCl_3 , $\text{Cs}_3\text{Ag}_2\text{Ba}(\text{CNS})_7$, $\text{Cs}_3\text{Cu}_2\text{Ba}(\text{CNS})_7$, $\text{Cs}_3\text{Cu}_2\text{Sr}(\text{CNS})_7$, $\text{Cs}_2\text{MnCl}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $\text{Li}_2\text{K}_2\text{Fe}(\text{CN})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, $\text{LiKPt}(\text{CN})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, $\text{LiRbPt}(\text{CN})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, Li_3FeF_6 , $\text{Li}_3\text{Na}_3\text{Al}_2\text{F}_{12}$ (криолитионит), CsBF_4 , K_2LiAlF_6 , $\text{Cs}_3\text{Tl}_2\text{Cl}_9$, $\text{Li}_2\text{SiF}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, Cs_2GeCl_6 , $\text{Li}_2\text{Pt}(\text{CN})_6$, Li_2O , BeO (бромеллит), LiOH , LiFeO_2 , Li_2TiO_3 , LiAlO_2 , LiAl_2O_3 , $\text{MgBeAl}_4\text{O}_8$, BeAl_2O_4 (хризоберилл), LiNbO_3 , LiTaO_3 , LiNaCO_3 , Li_2CO_3 , LiNO_3 , CsNO_3 , RbNO_3 , $\text{LiNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, $\text{LiClO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, RbClO_4 , CsClO_4 , $\text{Rb}_2\text{S}_2\text{O}_6$, $\text{Cs}_2\text{S}_2\text{O}_6$, $\text{Rb}_2\text{S}_3\text{O}_6$, LiNH_2SO_3 , RbNH_2SO_3 , $\text{Be}(\text{NH}_2\text{SO}_3)_2$, $\text{Rb}_2\text{S}_2\text{O}_8$, RbHSO_4 , LiKSO_4 , LiNaSO_4 , NH_4LiSO_4 , Rb_2SO_4 , Rb_2CrO_4 , Rb_2SeO_4 , Cs_2SeO_4 , Li_2SO_4 , $\text{Li}_2\text{S}_2\text{O}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Zn}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Zn}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Cd}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{CsCd}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Mn}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Mn}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Fe}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Fe}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Ni}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Ni}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Mg}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Mg}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Zn}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Mn}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Mn}(\text{SeO}_4)_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Fe}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Fe}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Co}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Co} \times$

$\times (\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Ni}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Ni}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Cu}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_2\text{Cu}(\text{SeO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{RbMg}(\text{CrO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{BeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, $\text{BeSeO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, CsSO_3F , $\text{RbFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, $\text{Be}_2(\text{C}_2\text{H}_5)_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, $\text{Li}_6\text{Te}(\text{MoO}_4)_6 \cdot 13\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cs}_6\text{Te}(\text{MoO}_4)_6 \times \times 7\text{H}_2\text{O}$, LiMnPO_4 (литриофилит), NaBePO_4 (бериллонит), $\text{RbSi}_2\text{AlO}_6(\cdot\text{H}_2\text{O}?)$, LiSiAlO_4 , RbSiAlO_4 , Be_2SiO_4 (фенакит) LiSiLaO_4 , CsSiAlO_4 , $\text{LiSi}_4\text{AlO}_{10}$ (петалит), RbSi_3Al_8 , $\text{LiSi}_4\text{AlO}_{10} \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$, $\text{LiSiAlO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} (?)$, $\text{Li}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, LiKS_2O_5 , $\text{Li}_2\text{K}_4\text{Si}_6\text{O}_{15}$, $\text{Na}_6\text{Be}_6\text{Si}_{14}\text{O}_{37} (?)$, $\text{KLiFeAl}(\text{F}, \text{OH})_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}$ (циннвальдит), $\text{NaBe}(\text{OH})\text{Si}_3\text{O}_7$, $\text{K}_4\text{Be}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$, $\text{Li}_4\text{K}_{10}\text{Si}_7\text{O}_{21}$, Li_2SiO_3 , LiNaSiO_3 , $\text{Li}_2\text{K}_{10}\text{Si}_7\text{O}_{20}$, $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ (сподумен), $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$ (берилл), $\text{Be}_3\text{Al}(\text{Si}_6\text{O}_{18}) \cdot \text{Cr}^{3+}$ (изумруд), $\text{NaCaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$ (лейкофан), $\text{LiK}_5\text{Si}_2\text{O}_7$, Be_2SiO_4 (фенакит), Li_4SiO_4 .

Оптические и физические свойства перечисленных соединений описаны в работе [10]; LiNbO_3 , LiTaO_3 , BeO , фенакит, хризоберилл, изумруд используются в качестве ювелирно-ограночного материала [1].

ГЕОХИМИЯ

Поведение лития в земной коре определяется несколько необычными свойствами его атома. Прежде всего, принадлежа к подгруппе щелочных металлов первой группы периодической системы элементов Д. И. Менделеева, литий отличается от натрия, калия, рубидия и цезия существенно меньшими размерами атомного и ионного радиусов и, как следствие этого, небольшим координационным числом, обычно равным VI, изредка IV, вместо XII, реже VIII—X у других щелочных элементов (табл. 3). И наоборот, по размеру ионного радиуса и величине координационного числа литий очень сходен с магнием, железом (особенно трехвалентным) и алюминием. Поскольку щелочные свойства элементов в Периодической таблице уменьшаются снизу вверх, то щелочность лития — наименьшая для металлов главной подгруппы первой группы, что также сближает его с магнием в соответствии с правилом диагональных рядов. Все это обуславливает близость геохимических путей миграции лития не столько со своими «соседями» по первой группе таблицы Менделеева, сколько с магнием и железом.

Несобственные минералы

Повышенные содержания редкого металла в минералах служат чутким геохимическим индикатором его высоких концентраций в породе, руде, геологическом процессе и, следовательно, могут быть использованы в качестве поискового признака и оценочного критерия. В ряде случаев повышенные содержания редкого элемента во второстепенных, породообразующих и рудообразующих минералах могут представлять интерес как источник промышленной добычи металла (например, Li , Rb и Cs во флогопите, биотите и других слюдах).

Обобщение результатов многочисленных анализов нелитиевых минералов (табл. 4) показывает, что наивысшее количество лития установлено в берилле (до 1,2 %), цветном турмалине (до 0,7 %), флогопите (до 0,4 %), биотите (до 0,6 %), мусковите (до 7 %) и маргарите (до 0,3 %). Более 0,1 % лития обнаружено во многих минералах щелочных пегматитов: сподиофиллите, Mg -арфведсоните, рибеките, лепидомелане, криптомелане. В большинстве остальных минералов литий присутствует в количестве от десятитысячных до сотых долей процента.

Таблица 3

Некоторые свойства лития, рубидия, цезия, бериллия и других элементов

Элемент	Порядковый номер	Атомная масса	Координационное число	Радиус атома	Радиус иона	Радиус гидратированного иона	Ионный потенциал	Потенциал ионизации	Электроотрицательность	Энергия гидратации
				нм				эв		
Литий	1	6,940	VI	0,156	0,068	0,34	1,47	5,39	523	507
Бериллий	4	9,013	IV	0,112	0,034	—	2,94	18,14	880	—
Бор	5	10,811	III	—	—	—	—	—	—	—
Натрий	11	22,997	VI	0,191	0,098	0,276	1,02	5,14	494	411
Магний	12	24,320	VI	—	0,074	—	—	14,97	729	—
Алюминий	13	26,97	VI	—	0,057	—	5,26	28,31	922	—
Кремний	14	28,09	IV	0,130	0,039	—	—	44,95	1231	—
Калий	19	39,100	XII	0,238	0,133	0,232	0,75	4,34	419	335
Железо Fe ²⁺	26	55,840	VI	0,127	0,080	—	4,50	16,24	815	507
Fe ³⁺			VI		0,073	—	4,68	—	1026	2011
Рубидий	37	85,480	XII	0,250	0,149	0,228	0,67	4,16	406	310
Цезий	55	132,910	XII	0,270	0,165	0,218	0,60	3,88	373	264
Галлий	81	204,39	XII	0,171	0,149	—	0,67	6,11	587	—
Источник			Грин (1959 г.)	Белов (1954 г.)	Бокий (1960 г.)	Коттон (1960 г.)	Кэй, Лэби (1949 г.)		Грин (1959 г.)	

Таблица 4

Содержание редких щелочных металлов в несобственных минералах

Минерал и его генетическая принадлежность	Содержание, г/т		
	Li	Rb	Cs
Арсенопирит	6,7 (11)	—	—
Сфалерит	2,3 (1)	2,7 (1)	He обн.
Молибденит	1,8 (1)	He обн.	»
Пирит	2,3 (1)	8,0 (1)	»
Пирротин	4,6—13,8	27,3—163,8	»
	9,2 (2)	91,0 (2)	
Касситерит гидротермальный	13 (1)	—	—
Кварц из: гранитов	3,2—20	7,5—40	25—40
	13,2 (40)	33 (19)	3 (17)
гранодиоритов кислых эффузивов	11 (4)	16 (4)	25 (3)
	27,2 (4)	27,5 (4)	5,5 (2)
сподумен-микроклин-альбито- вых пегматитов	2—110	He обн.— 80	He обн.— 120
	26 (4)	20 (4)	35 (4)
олигоклаз-флогопитовых жил	3,7 (4)	8,1—45,5	9,4 (4)
		18,2 (4)	
Рутил из олигоклаз-флогопитовых жил	4,6 (1)	He обн.	He обн.
Ильменит из олигоклаз-флогопитовых жил	18,8 (1)	8,1 (1)	»
Микроклин из: гранитоидов	4—60	340—1090	5,1—12
	18 (20)	550 (28)	6,9 (141)
пегматитов керамических слюдоносных	11,7 (12)	568 (12)	46 (12)
	He обн.— 5	200—480	20—60
	2 (11)	270 (11)	34 (11)
	10—480	2 400—19 400	140—3200
сподумен-микроклин-альби- товых	230 (47)	9900 (47)	1400 (47)
	150—500	10 060—13 700	430—910
альбит-сподуменовых	230 (7)	11 300 (7)	500 (3)
	нефелиновых сиенитов	He обн.	400—800
540 (7)			
фенитов	He обн.	160—200	3—15
		180 (2)	7 (3)
Амазонит из: гранитов	60—660	1170—2060	30 (6)
	280 (6)	150 (6)	

Минерал и его генетическая принадлежность	Содержание, г/т		
	Li	Rb	Cs
пегматитов редкометалльных	53 (1)	10 100 (1)	190 (1)
щелочных	7 (2)	3300—3940 3570 (2)	80 (2)
Плагиоклаз из:			
интрузивных гранитоидов	24,7 (36)	107 (68)	15 (2)
автохтонных гранитоидов	24,8 (9)	152 (4)	7 (1)
кислых эффузивов	23 (17)	19 (17)	6 (1)
базальтов	67 (1)	1,5 (1)	—
андезитов	13 (3)	2 (3)	—
сланцевых пегматитов	5—22	Не обн.—50	10—40
	12 (27)	24 (27)	30 (27)
Олигоклаз из:			
олигоклаз-флогопитовых жил	5—30	10—30	3—20
	19 (5)	17 (5)	10 (5)
сланцевых пегматитов	5—22	Не обн.—50	10—40
	12—27	24 (27)	30 (27)
Альбит из редкометалльных пегматитов	3—280	10—130	Не обн.—80
Нефелин из нефелиновых сиенитов:			
щелочно-габброидной формации	5—90	60—480	—
	11 (41)	150 (74)	—
калиевой щелочно-базальтовой формации	5—373	50—890	230
	62 (12)	210 (18)	—
щелочно-гранитоидной формации	5—240	50—1500	—
	68 (13)	320 (12)	—
Лейцит из нефелиновых сиенитов	1,7 (1)	43 (1)	20 (1)
Анальцит из:			
нефелиновых сиенитов	Не обн.	40 (1)	30 (1)
сиенит-пегматитов	—	600 (1)	200 (1)
Содалит из нефелиновых сиенитов	170 (1)	18 (1)	—
	4—40	90—120	60 (2)
Канкринит из щелочных пегматитов	22 (2)	105 (2)	—
Натролит из щелочных пегматитов	Не обн.	20 (1)	20 (1)
Оливин из:			
ультраосновных пород	2—6	Не обн.	20—30
	3 (5)	—	26 (5)
гранатовых ультрабазитов	0,6	0,65	Не опр.
Гранат из:			
перидотита	0,7	3,5	Не опр.

Минерал и его генетическая принадлежность	Содержание, г/т		
	Li	Rb	Cs
гранатовых ультрабазитов редкометалльных пегматитов	1,15 230—320	2,07 He обн.— 150	He опр. He обн.— 30
	270 (5)	60 (5)	10 (5)
Сфен из олигоклаз-флогопитовых жил	27,6 (2)	136,5 (2)	He обн.
Топаз из:			
лепидолит-альбитовых пегматитов	140—180 150 (4)	45—64 52 (4)	28—50 40 (4)
редкометалльных гранитов	13—380 230 (3)	70—280 140 (3)	He опр.
Фенакит из олигоклаз-флогопитовых жил	5,5 (1)	36,4 (1)	He обн.
Везувиан из олигоклаз-флогопитовых жил	1290 (1)	—	—
Эпидот	50—70 22 (5)	—	—
Кордиерит	90—2940 1820 (9)	He обн.— 500 56 (9)	He обн.— 1880 230 (9)
Берилл из:			
редкометалльных безлитиевых пегматитов	460—900 650 (11)	60—100 80 (11)	200—800 300 (11)
сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов	680—4740 2720 (28)	30—850 270 (28)	710—28 600 8400 (28)
двуслюдяных грейзенов	46—320 180 (2)	100—450 220 (2)	100—200 150 (2)
олигоклаз-флогопитовых жил	40—710 340 (9)	20—210 73 (9)	80—600 270 (9)
Турмалин из:			
гранитов	50—200 100 (10)	10—70 40 (10)	He обн.— 30 10 (10)
гранитных пегматитов	5—80 23	<0,001—40 7	<0,001—50 11
кварц-касситеритовых жил	7—110 57 (20)	He обн.— 90 30 (20)	He обн.— 70 50 (20)
сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов (рубеллит)	2160—6600 4380 (7)	He обн.— 420 150 (7)	He обн.— 30 10 (7)

Минерал и его генетическая принадлежность	Содержание, г/т		
	Li	Rb	Cs
Эвдиалит из: щелочных пегматитов нефелиновых сиенитов	50 10—13 2—5	80 40—50 5—50	70 20 (2) 30—40
Катаплект из нефелиновых сиенитов	3 (3)	30 (3)	37 (3)
Пироксен из: эффузивов	5—90 23 (19)	43 (19)	6—50 30 (19)
гранатовых ультрабазитов	1,0	0,75—0,98 0,88	Не опр.
шпинелевых ультрабазитов	Не опр.	0,6—3,6	Не опр.
Клинопироксен из перидотита	0,5	1,4	Не опр.
Энстатит	Не опр.	160	20
Авгит из сланцев	190	180	280
Эгирин из нефелиновых сиенитов	230—250	270—300	280—380
Роговая обманка из гранитоидов	7—68 32 (9)	3—28 9 (9)	4—17 10 (9)
Амфибол из гранатовых ультрабазитов	0,5	3,3	Не опр.
Тремолит	10—20 15 (2)	20 (2)	Не обн.
Щелочной амфибол из щелочных гранитоидов	1000—1900 1340	20—73 52	50—329 96
Арфведсонит из альбититов по нефелиновым сиенитам	3120	160	190
Рибекит из: щелочных сиенитов	160—3870 1410 (25)	60—850 1700 (15)	50—330 2910 (10)
щелочных гранитов	3200	120	10
Биотит из: гранитов	900—6100 2500 (24)	590—8300 2530 (24)	40—520 230 (24)
пегматитов хрусталеносных	1930—2800 2100 (4)	2700—2920 2800 (4)	40—120 70 (4)
слиудоносных	280—600 480 (16)	340—700 520 (16)	5—70 30 (14)
редкометалльных	2900—5600 4200 (18)	3400—4100 3800 (18)	4000—9300 6100 (18)

Минерал и его генетическая принадлежность	Содержание г/т		
	Li	Rb	Cs
редкометалльных гранитов	2200—4900	2800—4000	250—420
	4300 (8)	3000 (8)	350 (8)
грейзенов	1250—4970	3070—3200	10—200
	2500 (20)	3120 (20)	110 (20)
слюдисто-флюоритовых метасоматитов	3100—3500	1100 (1)	150 (1)
	3300 (2)		
скарнов карбонатитов	170 (1)	830 (1)	170 (1)
	30 (1)	350 (1)	20 (1)
нефелиновых сненитов	440—2400	800—1800	60—240
	1200 (8)	1230 (8)	230 (8)
Лепидомелан из:			
альбититов по нефелиновым сненитам	620 (3)	2400—16000	280—2160
		7200 (3)	1030 (3)
щелочных пегматитов	1210 (1)	2850 (1)	He опр.
Флогопит из:			
олигоклаз-флогопитовых жил	760—4060	1070—4180	190—820
	2430 (5)	2270 (5)	360 (5)
скарнов карбонатитов	500 (1)	30 (1)	70 (1)
	90 (1)	330 (1)	20 (1)
ультраосновных-щелочных пород шпинелевых ультрабазитов	10 (1)	400 (1)	30 (1)
	8	700	He опр.
гранатовых ультрабазитов	<0,5	201—325	—
		263	
Вермикулит из ультраосновных-щелочных пород	60—80	80—300	12—30
	70 (2)	190 (2)	21 (2)
Мусковит из:			
пегматитов хрусталеносных	250—380	3000—5000	380—820
	270 (20)	3600 (20)	560 (15)
слюдоносных	40—400	310—1100	10—30
	210 (100)	820 (100)	22 (200)
микроклин-альбитовых	100—210	200—4100	210—300
	140 (80)	2800 (80)	250 (80)
сподумен-микроклин-альбитовых	500—2910	3500—10060	450—2500
	1300 (220)	5700 (220)	1120 (220)
альбит-сподуменных	300—2760	1000—6000	40—280
	1700 (40)	4010 (40)	200 (40)

Продолжение табл. 4

Минерал и его генетическая принадлежность	Содержание, г/т		
	Li	Rb	Cs
молибденит-вольфрамитовых грейзенов	100—1200	1000—4100	80—250
	800 (65)	1500 (65)	230 (65)
олигоклаз-флогопитовых жил	260—1290	285—310	20—150
	700 (10)	300 (10)	80 (10)
Гидромусковит из:			
низкотемпературных гидротер-	6—50	290—380	32—50
мальных месторождений	10 (25)	330 (25)	40 (25)
зон гидротермального измене-	10—120	880—4400	50—800
	70 (15)	2200 (18)	410 (18)
Фенгит из кварц-мусковитовых сланцев	10—60	100—200	10—30
	30 (20)	160 (20)	22 (20)
Парагонит из низкотемпературных гидротермальных месторождений	10 (4)	90—110	Не обн.
		100 (2)	
Маргарит из олигоклаз-флогопи-	2910—2980	60 (2)	5—7
	2950 (2)		6 (2)
Галлуазит	20 (4)	60—100	Не обн.— 30
		90 (4)	15 (4)
Ферригаллуазит из щелочных пегматитов	20 (2)	100—200	—
		150 (2)	
Каолинит из гидротермальных месторождений	40 (1)	20 (1)	20 (1)
Хлорит из жил:			
кварц-касситеритовых	410 (2)	30—50	Не обн.— 10
		40 (2)	8 (2)
олигоклаз-флогопитовых	140	50	7
Тальк из олигоклаз-флогопитовых жил	800 (1)	60 (1)	75 (1)
Астрофиллит из:			
щелочных пегматитов	33	5870	95
альбититов	—	2100—2800	100—230
		2400 (2)	170 (3)
разгнейсованных рисчорритов	—	2600—2900	220—470
		2700 (4)	320 (9)
Куплетскит из:			
альбититов	940	4640	940
щелочных пегматитов	940	340	Не опр.

Минерал и его генетическая принадлежность	Содержание, г/т		
	Li	Rb	Cs
Нептунит из щелочных пегматитов	4700—6000	310 (2)	Не опр.
	5350 (2)		
Лабунцовит из щелочных пегматитов	220 (1)	260 (1)	»
Юкспорит из щелочных пегматитов	70 (1)	258 (1)	»
Борнеманит из щелочных пегматитов	460	25	20
Монтмориллонит	20—36	—	—
	7		
Сапонит	230—1530	—	—
	970		
Сепиолит	370—1000	—	—
	620		
Аттапульгит	1700—6150	—	—
	3290		
Стевесит	170—6150	—	—
	3290		
Мракезит	370	170	—
Борацит	20 (1)	—	—
Гидроборацит	5—10	Не обн.	Не обн.
	7 (2)		
Ашарит	Не обн.—40	»	»
	10 (4)		
Бура	14—98	—	—
	56 (2)		
Улексит	4—6	—	—
	5 (2)		
Апатит	Не обн.—10	Не обн.	Не обн.
	5 (2)		
Пурпурит	2500—15 800	Не обн.—10	—
	8500	5 (2)	
Вольфрамит из апогранитных метасоматитов и грейзенов	5—70	—	—
Кальцит	30—70	50—90	Не обн.
	40 (11)	70 (11)	
Ангидрит	5—80	10	»
	10 (4)		

Продолжение табл. 4

Минерал и его генетическая принадлежность	Содержание, г/г		
	Li	Rb	Cs
Гипс	He обн.—16	He обн.—5	»
	8 (3)	2 (3)	
Барит	224	He обн.—3	10 (3)
	3 (3)	2 (3)	
Полигалит	4—20	8—10	He обн.
	10 (5)	9 (5)	
Ярозит Каннит	2 (1)	200 (1)	—
	0,035 (2)	8—130	
Лангбейнит	0,058—0,072	60 (3)	He обн.—3
	0,065 (2)	2 (3)	
Сванбергит	20 (2)	20 (2)	50 (2)
	10 (1)	20 (1)	
Кизерит	He обн.—30	He обн.	20 (1)
	18 (5)	3 (5)	
Галит	—	6—18	—
	—	12 (2)	
Сильвин	He обн.—0,5	20—40	—
	2 (3)	30 (3)	
Карналлит	0,4—0,5	10—690	He обн.—12
	0,5 (12)	100 (12)	
Флюорит из сульфидного месторождения	30—40	30—50	He обн.
	32 (7)	40 (7)	

Примечание. В числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе — средние содержания и в скобках — число проб.

Основная масса лития, как и других редких элементов, рассеянных в минералах, находится в изоморфной форме. При этом литий, обладающий небольшим ионным радиусом и IV или в основном VI координацией, сравнительно слабо или совсем не изоморфен с другими щелочными металлами, но сравнительно легко замещает близкие по размеру ионы магния, закисного и окисного железа и алюминия (табл. 5).

Показательно, что в схемах гетеровалентного изоморфизма лития, которые с несомненностью были доказаны в свое время на собственных литиевых минералах, замещение идет с энергетической выгодой. И наоборот, схемы, маловероятные по геохимическим соображениям, оказываются невыгодны и в энергетическом отношении.

Высокое содержание лития характерно для бериллов из редкометальных пегматитов. Согласно А. А. Беусу (1959 г.), в бериллах литием замещается алю-

Таблица 5

Энергетическая эффективность гетеровалентного изоморфизма лития в минералах

Замещающие элементы	Сумма потенциалов ионизации замещающих атомов, эВ	Замещаемые элементы	Сумма потенциалов ионизации замещаемых атомов, эВ	Энергетическая эффективность, эВ	Минерал
Изоморфизм доказан					
LiAl _{VI}	33,70	2Mg	29,94	+3,76	Биотит-циннвальдит, лепидолит амфиболы, пироксены
		2Fe ²⁺	32,48	+1,22	
LiSi	50,34	MgAl _{IV}	43,28	+6,06	Биотит-тайниолит, турмалин
		FeAl _{IV}	44,55	+5,79	
Li ₂ Si	95,29	Al _{VI} 2Al _{IV}	84,93	+10,36	Мусковит, литиевый маргарит
* Изоморфизм возможен					
LiTi	50,05	MgFe	47,97	+2,08	Биотит
LiMn ³⁺	37,39	2Mg	29,94	+7,45	Литиевый турмалин Турмалин
		2Fe ²⁺	32,48	+4,91	
LiFe ³⁺	38,39	2Fe ²⁺	32,48	+5,91	Нептунит Куплетскит Mg-арфведсонит, флогопит
		2Mn ²⁺	31,4	+6,99	
		2Mg	29,94	+8,45	
LiTi	50,05	Fe ²⁺ +Fe ³⁺	49,24	+0,81	
		Fe ²⁺ +Al _{VI}	44,55	+5,50	
		Mg ²⁺ +Al _{VI}	43,28	+6,77	
LiSn	45,96	Fe ²⁺ +Al _{VI}	44,55	+1,41	
		Mg ²⁺ +Al _{VI}	43,28	+2,68	
Изоморфизм маловероятен					
LiNb	54,69	2Al _{VI}	56,62	-1,93	Мусковит Биотит
		Fe ²⁺ +Ti	60,90	-6,21	
		2Fe ³⁺	66,0	-11,31	
LiSn	45,96	Fe ²⁺ +Fe ³⁺	49,24	-3,28	
		MgFe ³⁺	47,97	-2,01	

Примечание. Схемы доказанного изоморфизма приведены по данным А. Е. Ферсмана (1940 г.) и А. И. Гинзбурга (1957 г.), возможного изоморфизма — по данным В. Л. Варсукова (1957 г.), маловероятного — по данным В. Л. Варсукова (1957 г.) и М. В. Кузьменко (1961 г.).

миний в шестерной координации; при этом последний переходит в четверную координацию и занимает место бериллия, т. е. изоморфизм происходит по схеме: $2R^+Al_{IV} \rightarrow Al_{IV}Be$, где $R^+ = Li, Na, Cs, K, Rb$. Однако Н. В. Белов (1959 г.) полагает, что бериллий в этом минерале замещается литием благодаря способности последнего выполнять «кислотную» функцию. Компенсация второй валентности бериллия осуществляется щелочными металлами (особенно цезием и натрием), ионы которых обладают крупными размерами и размещаются в полых каналах берилла. При таком изоморфизме количество лития должно примерно соответствовать суммарному содержанию других щелочных металлов в атомных процентах, что подтверждается анализами литиевых бериллов [35].

Космос, Земля, земная кора

Распределение редких элементов в космосе, земной коре и различных геологических образованиях изучено еще недостаточно, поэтому величины кларков, приводимые различными авторами для этих элементов, нередко различаются на порядок и более. Даже одни и те же авторы в более поздних публикациях приводят кларки, отличающиеся в два-три раза от предыдущих данных.

По Зюссу и Юри (1956 г.), на 10 000 атомов кремния в Солнечной системе приходится всего один атом лития при величине атомного отношения Mg/Li 9100.

Содержание лития в метеоритах, по данным разных авторов, не выходит за пределы 2—4 г/т: 3,5 г/т — К. Штрок (1936 г.); 4 г/т — К. Ранкама, Т. Сахама (1950 г.); 2,7 г/т — В. Пинсон, Л. Аренс (1953 г.); 4 г/т — Э. Хорстман (1957 г.); 2 г/т — Б. Мейсон (1965 г.). Кларк лития для метеоритов, по А. П. Виноградову (1962 г.), составляет 0,0003 % при величине отношения Mg/Li 4666.

Достаточно постоянно содержание лития и в земной коре — 20—65 г/т (табл. 6). Кларк лития для земной коры, подсчитанный Н. А. Солодовым и др. [37] по 10 655 пробам, с учетом собственных и литературных анализов равен

Таблица 6

Среднее содержание лития, рубидия и цезия в земной коре

Содержание, г/т			Mg/Li	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Исследователь
Li	Rb	Cs					
40	10	0,00 <i>n</i>	485	—	—	10 000	Ф. Кларк, Х. Вашингтон, 1924 г.
50	80	10	470	300	2 350	8	А. Е. Ферсман, 1939 г.
65	300	7	—	83	3 575	43	А. П. Виноградов, 1949 г.
50	300	10	—	83	2 500	30	А. П. Виноградов, 1956 г.
32	150	3,7	580	166	6 756	40	А. П. Виноградов, 1962 г.
29	120	10	1060	133	1 600	12	Б. М. Шоу, 1964 г.
20	90	3	1045	288	8 630	30	Б. Мейсон, 1966 г.
30	120	2,7	460	250	10 500	44	К. Г. Ведеполь, 1967 г.
20	90	2	1200	200	9 000	45	А. А. Беус, С. В. Григорян, 1975 г.
27	82	5	900	220	3 600	16	Н. А. Солодов, Л. С. Балашов, А. А. Кременецкий, 1980 г.

Таблица 7

Средние содержания (в %) элементов в литосфере и горных породах.
По А. А. Беусу и С. В. Григоряну (1975 г.)

Атомный номер	Элемент	Литосфера континентальная (без осадочного чехла)	Гранитная оболочка	Граниты	Гранодиориты	Средние породы	Основные породы	Ультрабазиты	Сланцы	Песчаники	Карбонатные породы
3	Литий	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$0,2 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$
4	Бериллий	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$
5	Бор	$0,7 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$0,9 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
11	Натрий	2,3	2,2	2,66	2,78	2,60	1,90	0,18	0,98	0,92	0,25
12	Магний	2,4	1,2	0,33	1,10	2,20	4,50	20,50	1,50	0,73	4,60
13	Алюминий	8,1	8,0	7,40	8,60	8,90	8,50	2,40	8,65	2,90	0,96
14	Кремний	27,7	30,9	34,0	30,5	27,5	23,0	20,0	27,5	34,7	3,4
19	Калий	1,8	2,70	3,50	2,52	1,50	0,70	0,05	2,70	1,32	0,28
20	Кальций	4,3	2,5	1,12	2,40	4,60	7,30	3,40	2,00	2,67	32,5
25	Марганец	0,09	0,07	0,04	0,07	0,12	0,12	0,10	0,08	0,04	0,04
26	Железо	5,7	3,6	1,83	3,30	5,50	8,40	8,70	4,80	2,80	0,86
37	Рубидий	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$18 \cdot 10^{-3}$	$21 \cdot 10^{-3}$	$16 \cdot 10^{-3}$	$11 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$14 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-2}$
38	Стронций	$3,8 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$	$0,1 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$0,2 \cdot 10^{-2}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$
55	Цезий	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-5}$

27 г/т при величине отношения Mg/Li 900. По А. А. Беусу и С. В. Григоряну (1975 г.), те же параметры соответственно равны 20 г/т и 1200.

По распространенности в земной коре литий занимает 26-е место, опережая такие обычные элементы, как мышьяк, бром, серебро, йод, олово и вольфрам (табл. 7).

Ультрабазиты, базиты и средние породы

Среднее содержание лития в ультраосновных породах (включая эффузивы), по мнению различных исследователей, варьирует от сотых долей до десятков граммов на тонну (табл. 8). При этом оригинальные анализы немногочисленны, авторы часто заимствуют данные у предыдущих исследователей.

Среднее содержание лития в ультрабазитах (без эффузивов), по результатам последних исследований, 11 г/т [37].

В основных породах (включая эффузивы) лития содержится, как считают большинство авторов, около 15 г/т, в средних — 20—30 г/т (см. табл. 8). Содержание лития в породах габброидных формаций складчатых областей изменяется в более широких пределах (табл. 9), аналогично в базитах и ультрабазитах Украинского щита (табл. 10).

Постепенное увеличение содержания лития от ультраосновных и основных пород к средним согласуется с его распределением в комагматических сериях пород интрузивов сложного состава от ранних образований к поздним.

Основная масса лития в процессе формирования ранних магматических пород рассеивается в кристаллических структурах темноцветных минералов — олиvine, пироксенах, роговой обманке, флогопите и биотите (см. табл. 4).

Таблица 8

Среднее содержание лития в магматических породах щелочноземельного ряда, г/т

Ультрабазиты	Базиты	Средние породы	Кислые породы	Исследователь
2	10	20	180	В. М. Гольдшмидт (1933 г.)
20	9	20	150 (?)	Строк (1936 г.)
10	30	35	20	Митчелл (1948 г.)
2	2	3	20	Вагер, Митчелл (1951 г.)
1,5	15	—	50	Т. Сахама (1955 г.)
2	15	20	70	А. П. Виноградов (1956 г.)
26	17	24	40	Хорстман (1959 г.)
—	16	32	43	Л. В. Таусон (1961 г.)
0,1	17	24	40	Турекьян, Ведеполь (1961 г.)
0,5	15	20	41	А. П. Виноградов (1962 г.)
2	15	25	38*	А. А. Беус, С. В. Григорян (1975 г.)
11**	13**	22**	31**	Н. А. Солодов и др. (1980 г.)

* Только граниты.

** Без эффузивов.

Таблица 9

Среднее содержание лития и рубидия в породах габброидных формаций. По О. С. Егорову (1977 г.)

Формация	Содержание, г/т		K/Rb
	Li	Rb	
Парагабброидная	5,46	2,25	957
Метагабброидная	3,22	4,47	955
Габбро-андезит-базальтовая	6,63	33	458
Камптонитовая	84,7	17,42	483
Габброидная:			
эвгеосинклиналей	29,7	49,36	310
миогэосинклиналей	36	36	225
банатитов	11	9,86	613

Таблица 10

Средние содержания редких щелочных элементов в ультраосновных и основных породах юго-западной части Украинского щита.

По А. Б. Фомину

Порода	Число проб	Содержание, г/т			K/Rb	Na/Li	Na/K
		Li	Rb	Cs			
Габбро-перидотитовая формация							
Дуниты и аподунитовые серпентиниты	6	4,6	2,8	0,2	334	253	1,6
Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	12	8,3	2,9	0,5	414	265	1,5
Пироксениты	8	10,6	2,6	1,1	692	406	2,4
Габбро-нориты, нориты, габбро-амфиболиты	12	17,7	2,3	0,1	565	684	9,3
Гипербазитовая формация							
Дуниты и аполунитовые серпентиниты	3	3,5	1,3	0,6	384	200	1,4
Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	13	3,6	2,5	1,0	320	278	1,2
Пироксениты	3	11,6	6,6	0,3	318	336	1,9
Хромитовые рудные тела	7	1,7	2,8	0,2	107	118	0,7

Кислые породы

Среднее содержание лития в кислых породах, в отличие от других пород щелочноземельного ряда, варьирует в широких пределах — от 20 до 180 г/т (см. табл. 8). При этом величина кларка лития отчетливо уменьшается от данных ранних исследований (180 г/т) к поздним (31 г/т).

Содержание редких щелочных металлов в гранитоидах наиболее подробно изучено Н. И. Тихомировой (1975 г.), которая обобщила и систематизировала

более восьми тысяч определений этих элементов для 260 гранитных массивов СССР.

Граниты, расположенные в структурах с преобладающим режимом восходящих движений и отсутствием магматизма в доорогенный этап, всегда характеризуются (в пределах одной формации) более высоким содержанием щелочных металлов, в том числе и лития (табл. 11). Базальтоидные граниты по содержанию лития беднее сиалических.

Таблица 11

Содержание (в г/т) редких щелочных металлов в гранитоидах
(в скобках указано число массивов и проб)

Формация и генетическая группа	В структурах с преобладающим режимом движений		Среднее
	нисходящих	восходящих	
Литий			
Габбро-гранитная	4,3 (14; 63)*	—	4,3 (14; 63)
Гранодиоритовая	19 (24; 137)*	122 (3; 37)*	30 (27; 174)
Гранитная	18 (51; 500)*	70 (33; 490)*	37 (84; 990)
Лейкогранит-алаяскитовая	24 (24; 179)*	81 (29; 138)*	55 (53; 317)
Литиевогранитная:	—	261 (17; 110)*	261 (17; 110)
сиалические граниты	18,5 (99; 816)	76 (82; 775)	38 (181; 1591)
все граниты	17 (113; 879)	76 (82; 775)	36 (195; 1654)
Рубидий			
Габбро-гранитная	85 (16; 140)*	—	85 (16; 140)
Гранодиоритовая	103 (24; 139)*	260 (3; 37)*	120 (27; 186)
Гранитная	183 (54; 834)*	251 (35; 601)*	209 (89; 1435)
Лейкогранит-алаяскитовая	221 (27; 272)*	292 (32; 217)*	260 (59; 489)
Литиевогранитная:	—	686 (18; 900)*	686 (18; 190)
сиалические граниты	164 (105; 1245)	254 (70; 855)	193 (175; 2100)
все граниты	156 (121; 1385)	254 (70; 855)	186 (191; 2240)
Цезий			
Габбро-гранитная	1,1 (15; 97)*	—	1,1 (15; 97)
Гранодиоритовая	3 (24; 115)*	45 (3; 37)*	8 (27; 152)
Гранитная	3 (53; 708)*	11 (36; 535)*	6 (89; 1243)
Лейкогранит-алаяскитовая	2,8 (27; 313)*	25 (34; 140)*	15 (61; 453)
Литиевогранитная:	—	66 (17; 170)*	66 (17; 170)
сиалические граниты	3 (104; 1136)	15 (90; 882)	8 (194; 2018)
все граниты	2; 8 (119; 1233)	15 (90; 882)	7,4 (209; 2115)

* По Н. И. Тихомировой, 1975 г.

Гранитные пегматиты

Кларки редких элементов в гранитных пегматитах впервые были опубликованы А. Е. Ферсманом в 1940 г. Во многих случаях они оказались недостаточно точными, так как вычислялись не по анализам самих пегматитов, а выводились на основании распространенности редкометалльных минералов и единичных определений элементов в породообразующих минералах. Более детально кларки редких элементов в пегматитах (табл. 12) были проработаны на основании анализов представительных проб пегматитов разных типов с учетом их распространенности [35].

В редкометалльных пегматитах различных промышленных типов содержание лития в целом возрастает от 0,003 % в самых ранних микроклиновых до 0,56 % в самых поздних альбит-сподуменовых (табл. 13).

Таблица 12

Среднее содержание (в %) щелочных элементов в гранитных пегматитах

Элементы и их отношения	Пегматиты				
	промышленные редкометалльные	все редкометалльные	слюдоносные и керамические	все гранитные	
				по данным А. Е. Ферсмана, 1940 г.	по данным Н. А. Солодова, 1971 г.
Li	0,300	0,0460	0,0020	0,15	0,0220
Rb	0,127	0,0730	0,0180	0,09	0,0480
Cs	0,040	0,0081	0,0014	0,01	0,0044
Be	0,016	0,0043	0,0004	0,05	0,0022
Na	3,22	3,44	2,48	2,15	2,92
K	2,79	3,60	3,65	4,25	3,63
Na/K	1,2	0,9	0,7	0,5	0,8
K/Rb	22	49	203	47	84
K/Cs	70	444	2607	425	825
Rb/Cs	3,2	9	13	9	10

Щелочные породы

Несмотря на подробную изученность петрографии щелочных пород, формационная принадлежность многих из них дискуссионна. При всей однозначности петрографической классификации этих образований до сих пор нет столь же общепринятой формационной систематики щелочных массивов (табл. 14). Нет единства мнений даже в вопросе о том, какие породы считать щелочными. Например, не так давно одна из наиболее распространенных щелочных формаций — щелочные граниты — некоторыми исследователями не относились к щелочным породам. Щелочными предлагалось считать только породы, содержащие фельдшпатоиды, т. е. минералы, недосыщенные SiO_2 по сравнению с калинатровым полевым шпатом. Сложность вопроса состоит в том, что щелочные граниты (и щелочные снениты), будучи полигенными или, точнее, даже полиформационными образованиями, действительно являются, с одной стороны, конечным продуктом магматической дифференциации щелочноземельной магмы, и в этом случае их

Таблица 13

Содержание щелочных элементов в редкометалльных пегматитах

Промышленный тип пегматитов	Содержание, %						Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
	Li	Rb	Cs	Be	Na	K				
Микроклиновы	0,005—0,023	0,046—0,155	0,002—0,009	0,002—0,004	2,00—2,59	4,15—8,38	0,4	59,2	1078,0	18,2
	0,003 (20)	0,091 (5)	0,005 (5)	0,003 (25)	2,29 (13)	5,39 (13)				
Микроклин-альбитовый и сподумен-микроклин-альбитовый	0,002—0,396	0,073—0,455	0,009—0,340	0,015—0,021	2,33—4,80	2,42—3,98	0,9	18,2	32,2	1,8
	0,115 (7)	0,182 (5)	0,103 (5)	0,018	3,07 (4)	3,32 (4)				
Альбитовый	0,003—0,410	0,018—0,270	0,003—0,040	0,016—0,087	2,37—6,62	0,89—1,72	3,4	14,3	80,6	5,6
	0,014 (6)	0,09 (6)	0,016 (6)	0,041	4,44 (5)	1,29 (5)				
Альбит-сподуменный	0,497—0,672	0,055—0,173	0,004—0,011	0,010—0,018	2,81—4,14	1,58—2,08	1,8	19,0	237,0	12,5
	0,55 (9)	0,10 (7)	0,006 (7)	0,014	3,40 (7)	1,9 (7)				

Примечание. В числителе указаны предельные содержания, в знаменателе — средние, в скобках — число изученных месторождений.

Таблица 14

Сопоставление систематик щелочных формаций

Группа пород по кремнекислотности	Систематика		
	петрографическая	минералогическая	минерогеническая
Ультраосновные — щелочные, 40—45 % SiO_2	Ультраосновные — щелочные породы	Диоксидовые ийолиты	Щелочно-ультраосновные массивы
Основные — щелочные, 45—50 % SiO_2	Основные — щелочные породы	Авгитовые тералиты	Щелочно-основные массивы
Средние — щелочные (нефелиновые сиениты), 50—62 % SiO_2	Миаскиты Фойяиты Сынныриты	Биотит-гастингитовые нефелиновые сиениты Эгириновые нефелиновые Биотитовые лейцит-нефелиновые сиениты	Нефелин-альбитовые массивы (маркиполитовые) Нефелин-альбит-калишпатовые массивы (миаскитовые) Нефелин-калишпатовые массивы (агпаитовые) Нефелин-псевдолейцит-калишпатовые массивы
Кислые — щелочные, более 62 % SiO_2	Щелочные сиениты Щелочные граниты	Щелочные сиениты Щелочные граниты	Щелочные сиениты Щелочные граниты

нельзя относить к группе формаций щелочных массивов, а с другой — представляют собой начальный продукт магматической дифференциации нефелин-сиенитовой магмы, и тогда щелочные граниты — полноправный компонент нескольких формаций щелочных массивов: собственно щелочных гранитов и (или) щелочных сиенитов, нефелин-лейцит-калишпатовых, нефелин-альбит-калишпатовых, нефелин-калишпатовых и нефелин-альбитовых.

Не меньшую сложность для систематики представляет также то обстоятельство, что многие петрографические типы нефелинсодержащих основных, ультраосновных пород и карбонатных присутствуют в двух или нескольких формациях щелочных массивов: ийолиты — в нефелин-калишпатовых и щелочно-ультраосновных, карбонаты — во всех формациях, кроме щелочных гранитов и сиенитов (или в связи со всеми формациями), фойяиты — в нефелин-калишпатовых и нефелин-альбит-калишпатовых и т. д.

Содержание лития в кимберлитах приведено по данным И. П. Илунна, Ф. В. Каминского и Е. В. Францессона (табл. 15).

Таблица 15

Среднее содержание щелочных металлов в кимберлитах

Провинция	Число проб	Содержание, г/т					K/Rb
		Na	K	Li	Rb	Be	
Сибирь	205	402	5 130	21,5	34	2	151
Африка	120	—	11 540	—	74,7	—	155
Канада (дайка Кирклейн Лейк)	3	—	—	3,4	205	—	—
Индия (Вайракарур и Челима)	5	3918	4 778	—	235	—	20,3

Среднее содержание редких щелочных металлов в нефелиновых сиенитах изучали многие исследователи — В. И. Герасимовский, Е. Д. Осокин, Л. С. Бородин и др. Наиболее обоснованы данные Л. С. Бородина (1974 г.), который обобщил результаты анализов более 450 проб по 91 массиву щелочных пород (табл. 16).

Нефелиновые сиениты различных формаций содержат неодинаковое количество редких металлов. В ряду формаций, расположенных по убыванию величины отношения Na/K, содержание всех редких элементов в нефелиновых сиенитах закономерно возрастает от щелочно-ультраосновной формации к калиевой щелочно-базальтоидной. В частности, содержание лития возрастает более чем в четыре раза (от 8 до 33 г/т), хотя его максимальная концентрация (60 г/т) установлена в нефелиновых сиенитах щелочно-гранитоидной формации. Величина отношения Mg/Li также уменьшается от 1075 в нефелиновых сиенитах щелочно-ультраосновной формации до 62 в щелочно-гранитоидной, хотя в щелочно-базальтоидной снова несколько возрастает (до 167). Среднее содержание лития в нефелиновых сиенитах СССР — 40 г/т, что очень близко к кларку для гранитоидов (36 г/т). Щелочно-гранитоидная формация в полтора раза богаче щелочноземельных гранитов по литию. Содержание редких элементов в нефелиновых сиенитах СССР (табл. 17) детально изучено Л. Д. Туголесовым и Е. Д. Осокиным [40].

В. Г. Лазаренков [25] подсчитал среднее содержание редких металлов не только в нефелиновых сиенитах, но и в карбонатитах, щелочных сиенитах и щелочных гранитах, т. е. фактически во всех наиболее распространенных типах щелочных пород (табл. 18).

Среднее содержание лития в щелочных породах составляет 59 г/т, т. е. в два раза превышает его кларк для магматических пород щелочноземельного ряда. Наивысшее среднее содержание лития установлено в аглаитовых нефелиновых сиенитах (107 г/т), а наименьшее (23 г/т) — в ийолитах и щелочных габброидах (см. табл. 18), т. е. такое же как и в соответствующих породах щелочноземельного ряда. Щелочные граниты содержат в два раза больше лития (71 г/т), чем щелочноземельные (36 г/т). В отдельных массивах щелочных гранитов содержание лития достигает 500 г/т. По Ю. Б. Марину [27], среднее содержание лития в щелочных гранитах равно 80 г/т.

Главные минералы-носители лития в нефелиновых сиенитах — амфиболы и слюды. В арфведсоните содержание лития достигает 0,1 % и более, тогда как

Таблица 16

Щелочные металлы и магний в нефелиновых сиенитах. По Л. С. Бородину (1972 г.)

Формация	Содержание, %						Na/K	Mg/Li	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
	Li	Rb	Cs	Mg	K	Na					
Щелочно-ультра- основная	0,0080	0,0090	0,00010	0,86	4,1	6,0	1,46	1075	456	41 000	90
				14 (57)	14 (57)	14 (57)					
Щелочно-габбро- идная	0,0030	0,0146	0,00032	0,41	4,5	5,87	1,30	137	308	14 060	46
				48 (300)	48 (300)	48 (300)					
Щелочно-гранит- тоидная	0,0060	0,0195	0,00061	0,37	4,9	5,6	1,14	62	251	8 030	32
				54 (311)	54 (311)	54 (311)					
Калиевая щелоч- но-базальтоидная	0,0033	0,0370	0,00168	0,55	7,24	3,77	0,52	167	196	4 310	22
				19 (375)	19 (375)	19 (375)					
Среднее	0,0040	0,0200	0,00069	0,46	4,88	5,48	1,12	115	244	7 070	29
	91 (460)	91 (460)	83 (401)	135 (1043)	135 (1043)	135 (1043)					

Примечание. В числителе указаны средние содержания, в знаменателе — число массивов и в скобках — число проб.

Таблица 17

Средние содержания редких элементов в нефелиновых сиенитах СССР, г/т [40]

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Нефелиновые сиениты СССР
Li	12 (22)	28 (17)	46 (3)	19 (8)	55 (23)	55 (25)	39 (11)	36 (6)	37
Rb	89 (22)	83 (17)	232 (3)	236 (8)	164 (23)	161 (25)	236 (11)	468 (6)	169
Cs	1 (22)	3 (12)	2 (3)	3 (8)	7 (19)	5 (22)	9 (11)	29 (6)	6
Be	5 (16)	4 (10)	7 (2)	3 (5)	3 (21)	5 (20)	5 (11)	10 (6)	5
Sr	1300 (20)	1010 (8)	910 (3)	830 (6)	570 (16)	1050 (17)	1680 (11)	800 (6)	1060

Примечания. 1. Цифры I—VIII соответствуют различным формациям нефелиновых сиенитов: I—формация щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (Африканда, Ковдор, Вуориярви, Верхнесаянский, Нижнесаянский, Гули, Маган, Одихинча, Арбарастах и др.); II—формация щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов (Ельть-озерский, Гремяха-Вырмес, Горячегорский, Кия-Шалтырский, Сайженский, Тажаранский, Кондер, Пога, Дахунурский и др.); III—формация агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов (Ловозерский, Хибинский, Соустова); IV—формация миекистовых щелочных и нефелиновых сиенитов с карбонатитами и альбититами (Октябрьский, Терянский, Борсуксайский, Вишневогорский, Ильменогорский, Енисейский, Гуджекитский, Аkitский, Томот); V—формация щелочных и нефелиновых сиенитов (Сахароковский, Джилису, Ходжаачкан, Турпи, Чон-Ашу, Агашский, Оругтинский, Харлинский, Боргойский, Бодийский, Окуневский, Цпинский и др.); VI—формация граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (Бердяушский, Карсакапайский, Фадью-Куда, Баян-Аульский, Даранпиоз, Суртекинский, Коргеретаба, Тувинский, Ботогольский, Хушагольский, Урикский и др.); VII—формация калиевых щелочных габброидов, щелочных габброидов, щелочных и фельдшпатоидных сиенитов: Покровокиреевский Ишимский, Ирису, Каянды, Зардалек, Томот и др.; VIII—формация калиевых фельдшпатоидных (псевдолейцитовых и кальситовых) и щелочных сиенитов и монзонитов (Сандыкский, Сынырский, Бурналинский, Мурунский, Дежневский и др.). 2. В скобках указано число исследованных массивов.

в эгирине, эвдиалите и содалите оно не превышает тысячных долей процента, а в микроклине, нефелине и альбите — десятитысячных. В щелочных гранитах минералом-носителем и концентратором являются литневые слюды, в частности полилитнионит.

Поведение редких щелочных металлов в щелочном магматическом процессе обусловлено прежде всего тем, что они, следуя за своими элементами-лидерами, накапливаются в тех породах, которые содержат больше магния (железа) и калия. Но в эту общую закономерность вносят коррективы кристаллизационные и кристаллохимические факторы. Поскольку литий по сравнению с магнием и железом обладает гораздо меньшими энергетическими показателями, он накапливается к концу процесса кристаллизации. В то же время магний и железо в амфиболах (арфведсонит) замещаются литием значительно легче, чем в пироксенах (эгирины). Поэтому амфиболовые лувзиты в несколько раз богаче литием по сравнению с пироксеновыми. Все это приводит к тому, что абсолютное содержание лития от ранней к поздней фазе, равно как и от ранних к поздним породам нефелиновых сиенитов в комплексных щелочных массивах, не всегда закономерно возрастает (табл. 19), хотя в целом эта тенденция безусловно имеет место во всех массивах. Из-за этого же и отношения Mg/Li , и особенно $(Mg+Fe^{2+})/Li$, хотя в целом и уменьшаются от ранних к поздним фазам и дифференциатам, но в отдельных случаях имеют значительные отклонения.

Таблица 18

Среднее содержание редких щелочных металлов
в щелочных интрузивных породах. По В. Г. Лазаренкову (1978 г.)

Порода	Рас- прос- транен- ность, %	Содержание, г/т					Rb/Cs
		Li	Rb	Cs	Be	Sr	
Карбонатиты	1,3	34 (8)	40 (8)	—	3,4 (5)	3400 (17)	—
Щелочные — ультраосновные (ийолиты)	3,2	23 (5)	100 (5)	6,5 (2)	6,7 (9)	1946 (23)	15
Щелочные габброиды	1,1	23 (5)	188 (14)	8,0 (4)	14 (5)	945 (27)	24
Нефелиновые сиениты							
аглантовые	9,1	107 (7)	296 (8)	7,8 (8)	18 (6)	908 (8)	37
мнаскитовые	12,6	44 (31)	270 (29)	12 (14)	3,9 (26)	835 (16)	23
Щелочные сиениты	28,2	38 (15)	192 (21)	8,1 (9)	6,8 (12)	434 (20)	24
граниты	44,5	71 (12)	221 (20)	3,3 (13)	7,4 (10)	54	67
Щелочные породы в целом	100	59	227	6,4	7,8	418	35

Примечание. В скобках указано число проб.

Таблица 19

Редкие и петрогенные элементы в породах массива Илимаусак, Гренландия.
По В. И. Герасимовскому (1969 г.)

Фазы внедрения и породы	Содержание								Na/K	Mg/Li	Mg+Fe ²⁺ Li	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
	в г/т				в %									
	Li	Rb	Cs	Be	Mg	Fe ²⁺	Na	K						
I фаза. Авгитовые сиениты	22	160	5	5	0,24	5,62	4,44	3,88	1,14	109	2664	242	7760	32
II фаза. Щелочные граниты	312	623	3	29	0,14	3,00	4,17	3,21	1,30	4	101	52	9500	19
III фаза в целом	310	470	10	30	0,22	2,92	8,60	3,35	2,56	7	98	71	3350	47
Содалитовые	298	350	10	40	0,20	2,2	8,73	3,09	2,82	7	83	88	3100	35
Науяиты	94	360	7	17	0,10	1,84	10,62	3,83	2,77	28	206	105	5500	52
Какортokitы	262	280	13	31	0,35	4,71	7,68	3,31	1,98	12	193	92	2550	22
Луявриты эгириновые	155	560	5	35	0,25	0,96	8,00	2,93	2,73	16	78	52	5900	112
Луявриты амфиболовые	791	630	20	35	0,35	5,70	7,09	3,07	2,31	4	76	9	1500	31

Эффузивные породы

Распространенность лития в эффузивах в целом и в главных петрохимических типах впервые подробно изучена А. А. Кременецким и Н. А. Юшко.

По возрастанию щелочности изверженные горные породы объединяются в три ряда:

щелочноземельный ряд — 1) пикриты, меймечиты, анкарамиты; 2) базальты, андезито-базальты, долериты, диабазы; 3) андезито-дациты, плагиоандезиты; 4) дациты, плагиодациты, альбитофиры, гранодиорит-порфиры; 5) липариты, липарит-дациты, кварцевые порфиры; 6) вулканические стекла липаритового состава;

ряд повышенной щелочности — 1) щелочные пикриты; 2) трахиандезитобазальты, трахибазальты, щелочные базальты, тефриты; 3) трахиты, трахиандезиты (латиты); 4) трахидациты, щелочноземельные трахиты; 5) трахилипариты; 6) вулканические стекла липаритового состава;

щелочной ряд — 1) базаниты, нефелиниты, авгититы, нефелиновые и меллилитовые базальты; 2) фонолиты, нефелин-сиенитовые порфиры, тингуаниты, базанитоиды, нефелиновые тефриты, лейцитовые базальты, лейцитофиры, лейцититы; 3) щелочные трахиты; 4) пантеллериты; 5) комендиты.

В пределах рядов щелочности поведение лития не проявляет каких-либо отчетливых тенденций с увеличением кремнекислотности эффузивов (табл. 20). Однако для него характерно последовательное возрастание средних концентраций от эффузивов щелочноземельного ряда (17—23 г/т) к эффузивам ряда повышенной щелочности (19—80 г/т) и щелочного (46—145 г/т). При этом максимальные значения средних содержаний и аномально высокие содержания лития отмечаются в базанитах (78 г/т и 290 г/т) и в лейцитофирах (90 г/т и 130 г/т).

Оценка сходства и различия средних содержаний редких щелочных металлов в эффузивах щелочноземельного ряда и ряда повышенной щелочности, проведенная с помощью *t*-критерия Стьюдента, послужила основанием для объединения петрохимических типов обоих рядов в одну подгруппу кислых (или соответственно средних) эффузивов. При этом, исходя из неравномерности и незначительности распределения кислых вулканических стекол, в группе кислых эффузивов выделены подгруппа, включающая вулканические стекла, и подгруппа без стекловатых разновидностей. Кроме того, кислые вулканические стекла объединены в самостоятельную петрохимическую группу в связи с наличием в них резко повышенных содержаний рубидия и цезия, а также с высокой потенциальной способностью этих пород концентрировать редкие щелочные металлы, особенно при гидротермальном изменении. Последнее послужило причиной подразделения группы кислых вулканических стекол также на две подгруппы: гидротермально измененных и неизмененных. Учитывая относительно низкую распространенность эффузивов щелочного ряда и присущую им геохимическую специализацию на литий и рубидий, эти породы были объединены только в две подгруппы, различающиеся по кремнекислотности: $\text{SiO}_2 < 56\%$ и $\text{SiO}_2 > 56\%$.

Оценка средних содержаний лития, рубидия и цезия в петрохимических группах и подгруппах вулканических пород проводилась методом средневзвешенного по числу проб в каждой выборке (табл. 21). Однако эти содержания не следует рассматривать в качестве окончательных кларков, так как при расчете последних необходимо учитывать относительную распространенность петро-

Содержание щелочных металлов в вулканических породах. По А. А. Кременецкому и Н. А. Юшко

Петрохимический тип вулканических пород	Содержание, г/т					Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
	Li	Rb	Cs	Na	K				
Породы щелочноземельного ряда									
Стекла кислого состава гидротермально измененные	4—360	50—3000	2—3150	0,33—3,64	0,34—4,55	0,81	57	102	1,8
	39 (78)	453 (91)	254 (91)	2,08 (49)	2,58 (54)				
Стекла кислого состава	3—147	14—880	1,3—410	0,05—4,30	0,84—6,10	0,81	186	1000	5,4
	20 (129)	161 (189)	30 (188)	2,42 (100)	3,00 (173)				
Липариты и липарит-дациты	0,2—170	1,5—440	0,25—168	0,001—3,91	0,01—7,23	0,67	236	4086	17,3
	20 (279)	121 (418)	7 (415)	1,93 (174)	2,86 (274)				
Дациты	1,5—89	5—330	2—25	0,07—4,45	0,27—9,05	0,54	278	3467	12,4
	23 (107)	112 (115)	9 (111)	1,70 (66)	3,12 (80)				
Андезиты	0,2—180	5—370	0,05—90	0,001—4,62	0,07—4,40	1,32	218	3140	14,4
	22 (140)	72 (195)	5 (195)	2,07 (109)	1,57 (146)				
Базальты и андезит-базальты	0,2—220	5—330	0,05—33	0,05—3,33	0,02—3,20	2,49	200	2533	12,7
	20 (177)	38 (310)	3 (278)	1,89 (138)	0,76 (154)				
Пикриты и пикритовые базальты	10—30	2—14	0,5—1,0	0,47—1,48	0,02—0,68	3,54	300	4000	13,3
	17 (6)	8 (6)	0,6 (6)	0,85 (6)	0,24 (6)				
Породы повышенной щелочности									
Стекла кислого состава	11—62	80—340	2—28	2,45—4,00	3,00—3,93	0,93	196	5043	25,7
	47,5 (23)	180 (24)	7 (23)	3,29 (12)	3,53 (12)				

Трахиллариты	0,02—29	80—439	2—19	2,65—3,39	3,00—3,16	0,97	178	3900	21,9
	19 (3)	175 (4)	8 (4)	3,02 (2)	3,08 (2)				
Трахиты	1,7—170	50—440	2—15	1,39—3,81	2,57—4,80	0,69	190	8650	45,5
	39,5 (11)	182 (22)	4 (20)	2,40 (9)	3,46 (9)				
Трахиандезиты	0,2—90	5—360	1,1—22	1,19—4,20	1,66—4,10	0,67	230	6640	28,8
	33 (27)	144 (32)	5 (32)	2,23 (15)	3,32 (15)				
Трахиандезит-базальты, щелочные оливиновые базальты	5,3—380	5—300	0,9—140	0,05—6,33	0,04—7,09	1,19	250	1553	6,2
	80 (82)	93 (119)	15 (93)	2,78 (67)	2,33 (68)				
Щелочные пикриты	26—61	30—40	2	—	—	—	—	—	17,5
	44 (4)	35 (4)	2 (4)	—	—				

Породы щелочного ряда

Комендиты	78	85—390	5	3,27—4,37	3,14—4,09	1,12	244	7360	30,2
	78 (1)	151 (9)	5 (1)	4,12 (9)	3,68 (9)				
Пантеллериты	56—79	120—225	4,5—6,5	4,09—5,62	3,49—4,32	1,31	244	6709	27,4
	66 (5)	151 (26)	5,5 (5)	4,84 (26)	3,69 (26)				
Щелочные трахиты	—	70—170	—	2,29—4,02	4,65—8,55	0,54	552	—	—
	—	112 (6)	—	3,36 (5)	6,18 (5)				
Фонолит-базальтоиды	10—87	20—320	2—5	1,22—5,70	1,330—6,35	1,52	434	9400	21,7
	46,5 (6)	65 (25)	3 (6)	4,29 (23)	2,82 (23)				
Лейцитсодержащие щелочные базальтоиды	—	70—380	—	0,34—2,44	2,07—9,00	0,25	285	—	—
	—	187 (15)	—	1,36 (13)	3,34 (13)				
Лейцититы-лейцитиферы	49—130	120—700	2	—	—	—	—	—	—
	90 (2)	268 (5)	2 (2)	—	—				
Нефелиниты	7,5—290	5—220	2—9	2,50—2,89	1,00—1,86	1,88	188	4766	25,3
	78 (6)	76 (12)	3 (10)	2,69 (2)	1,43 (2)				

Примечание. В числителе указаны пределы содержаний, в знаменателе — средние содержания и в скобках — число проб.

Таблица 21

Среднее содержание (в г/т) редких щелочных металлов в вулканических породах. По А. А. Кременецкому и Н. А. Юшко

Петрохимическая группа и подгруппа	Li	Rb	Cs
Ультраосновные (пикриты)	10—30	2—14	0,5—1,0
	17 (6)	7,7 (6)	0,6 (6)
Основные (базальты)	0,2—220	5—330	0,05—33
	20 (177)	38 (310)	3,4 (278)
Средние (андезиты, трахиандезиты)	0,2—180	5—370	0,05—90
	24 (167)	78 (227)	5,0 (227)
Кислые	0,02—170	1,5—880	0,25—410
	23 (541)	125 (750)	7,7 (741)
Липариты, липарит-дациты, дациты, трахилипариты, трахидациты неизменные щелочноземельные и повышенной щелочности вулканические стекла липаритового состава	3—147	14—880	1,3—410
	25 (152)	167 (213)	9 (211)
Гидротермально измененные щелочноземельные вулканические стекла липаритового состава	4—557	50—3000	2—3150
	45,5 (79)	453 (91)	254 (91)
Щелочные	1,7—380	5—700	0,9—140
	57 (117)	76 (243)	3,6 (141)
Трахиандезит-базальты, щелочные оливковые базаниты, щелочные пикриты, лейцитовые эффузивы, базаниты, нефелиниты ($\text{SiO}_2 < 56\%$)	5,3—380	5—700	0,9—140
	58 (100)	47 (180)	3,4 (115)
Трахиты, щелочные трахиты, пантеллериты, комендиты ($\text{SiO}_2 > 56\%$)	1,7—170	50—440	2—15
	49 (17)	158 (63)	4,3 (26)

Примечание. В числителе указаны пределы содержаний, в знаменателе — средние содержания и в скобках — число проб.

химических типов, о соотношении которых в земной коре достоверные сведения пока отсутствуют.

По расчетам А. Б. Ронova и А. А. Ярошевского (1967 г.), эффузивы главных петрохимических групп имеют следующую относительную распространенность: кислые — 9,2 %, средние — 38 %, основные — 52,8 %. Взвешенные по распространенности групп средние содержания в них лития (см. табл. 28) дают кларк данного элемента в вулканических породах литосферы, равный 22 г/т. Ультраосновные и щелочные эффузивы в расчет не принимались из-за их небольшой распространенности.

Осадочные породы

Распространенность редких щелочных металлов в осадочных породах наиболее подробно изучена А. А. Кременецким и Д. Д. Будянским, которые обобщили анализы 2669 проб (табл. 22).

Таблица 22
Щелочные элементы в осадочных породах

Породы	Содержание, г/т			Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
	Li	Rb	Cs				
Карбонатные							
Известняки (глинистые, доломитизированные и др.)	2,3—160 19,1 (109)	10—150 26,4 (105)	5—10 2,9 (66)	0,48	87	793	9
Мергели	3,3—180 33,6 (78)	10—60 22,1 (66)	5—7 5,2 (45)	0,33	443	1885	4
Эдафогенные известковые илы	0,2—17 5,6 (59)	1—30 6,3 (59)	1—15 1,6 (59)	3,81	667	2625	4
Неустановленного состава	0,7—53 14,4 (254)	4—110 23,8 (254)	— 5,8 (246)	0,48	88	362	4
Среднее	0,2—180 17,4 (500)	1—150 22,0 (484)	1—15 4,7 (416)	1,97	145	681	5
Песчаные							
Алевриты	13,4—120 43,9 (281)	20—200 81,0 (246)	5—12 7,9 (101)	0,80	259	2658	10
Песчаники	1—130 24,6 (950)	10—170 64,2 (930)	3—23 9,32 (664)	1,07	304	2092	7
Пески	2—72 28,9 (35)	11—160 70,7 (35)	— 7 (1)	0,52	223	2257	10
Среднее	1—130 29,0 (1266)	10—200 67,8 (1211)	3—23 9,1 (766)	0,93	294	2187	7
Глиноземистые							
Аллиты	29—560 228,2 (19)	10—140 66,7 (19)	2—40 6,6 (19)	0,03	138	1394	10
Бокситы	25—430 157 (33)	10—110 33,5 (31)	3—20 7,0 (31)	—	63	300	5
Среднее	25—560 183,0 (52)	10—140 46,1 (50)	2—40 6,8 (50)	0,05	119	809	7

Породы	Содержание, г/т			Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
	Li	Rb	Cs				
Глины							
	96—310 185,6 (7)	10—40 27,1 (7)	4—8 5,6 (7)	0,21	88	428	5
каолинитовые	8—157 42,6 (29)	29—154 83,1 (29)	3—70 10,8 (30)	0,44	247	1898	8
	8—157 42,6 (29)	29—154 83,1 (29)	3—70 10,8 (30)	0,44	247	1898	8
монтмориллонито- вые	10—182 54,3 (689)	25—260 140,3 (688)	3—45 14,7 (559)	0,41	190	1816	10
	10—182 54,3 (689)	25—260 140,3 (688)	3—45 14,7 (559)	0,41	190	1816	10
полиминеральные	13—90 52,5 (126)	31—980 117,6 (127)	2—23 11,6 (121)	0,49	218	2216	10
	13—90 52,5 (126)	31—980 117,6 (127)	2—23 11,6 (121)	0,49	218	2216	10
гидрослюдистые							
	8—310 54,7 (851)	10—980 134,0 (851)	2—70 13,9 (717)	0,44	190	1834	10
Среднее	8—310 54,7 (851)	10—980 134,0 (851)	2—70 13,9 (717)	0,44	190	1834	10
Стратифера в целом	39,53	91,74	10,62	0,64	211	1827	9

Примечание. В числителе указаны пределы содержаний, в знаменателе — средние содержания и в скобках — число проб.

Распространенность главных типов осадочных пород (карбонатных, глинистых и песчаных) в стратифере, по данным Л. Б. Рухина, составляет соответственно 20, 50 и 30 %.

В группе карбонатных пород относительно более высокие содержания лития в мергелях (33,6 г/т) по сравнению с разгрязненными известняками (16,1 г/т) свидетельствуют о преимущественном накоплении лития в породах, содержащих примесь глинистого материала.

В группе песчаных пород средняя концентрация лития отчетливо увеличивается по мере снижения крупности зерна — от 24,6 г/т (псаммиты) до 43,9 г/т (алевриты).

В группе глинистых пород максимальные содержания лития (310 г/т) установлены в каолинитовых, а минимальные (8 г/т) — в монтмориллонитовых породах.

Среднее содержание лития растет от карбонатных (21,4 г/т) к песчаным (26,5 г/т) и глинистым (54,2 г/т) разностям. А. А. Беус и С. В. Григорян [3] указывают для песчаников всего 15 г/т лития, а для карбонатных пород лишь 5 г/т этого металла.

Среднее содержание лития в осадочных породах, вычисленное с учетом распространенности их главных групп, составляет 39,5 г/т (округленно 40 г/т), что в полтора раза ниже кларка по данным А. П. Виноградова (60 г/т).

Метаморфические породы

Распространенность редких щелочных металлов в метаморфических породах наиболее детально изучена А. А. Кременецким и Л. К. Самодуровой [37], которые обобщили результаты анализов на щелочные металлы по 1600 пробам (табл. 23, 24).

Содержание лития в метаморфических породах варьирует в пределах четырех порядков — от 0,25 г/т до 390 г/т. Такой широкий диапазон содержаний объясняется большим числом факторов, влияющих на концентрацию лития в метаморфических породах: содержание кальция и алюминия в метаморфитах, количество в них слюд, состав исходных пород и первичное содержание лития, фация метаморфизма (т. е. степень переработки в процессе метаморфизма).

Если исключить метапесчаники (т. е. влияние состава исходных пород и их изначальной обедненности литием), то среднее содержание лития в метаморфических породах закономерно уменьшается по мере повышения количества кальция.

Высокоглиноземистые метапелиты, содержащие свыше 25 % глинозема, более чем в два раза беднее литием (в среднем 23,4 г/т), чем метапелиты, содержащие глинозема менее 25 % (в среднем 54,2 г/т).

Состав исходных пород и изначальное содержание лития в них прямо и непосредственно сказываются на его содержании в метапородах. Метапесчаники, метабазальтоиды и особенно мраморы и метаультрабазиты всегда беднее литием, чем другие метаморфические породы. Метапелиты богаче метапсаммитов тех же фаций во много раз.

С повышением степени метаморфизма содержание лития в породах в целом понижается. Так, например, в метапелитах, содержащих менее 25 % глинозема, количество лития последовательно падает от 59,8 г/т в породах зеленосланцевой фации до 4,5 г/т в породах гранулитовой фации, в метапесчаниках соответственно — от 21,6 до 7,4 г/т, в метабазальтоидах — от 23,6 до 16,5 г/т. Особенно резко содержание лития уменьшается в породах гранулитовой фации, по сравнению с амфиболитовой фацией иногда в 5—8 раз. Иными словами, при глубоком метаморфизме (в условиях гранулитовой фации) литий выносятся.

Вместе с тем известны и отклонения от общей закономерности обеднения литием метаморфических пород с увеличением степени метаморфизма. Одно из наиболее частых отклонений связано с некоторым увеличением содержания лития в породах эпидот-амфиболитовой фации по сравнению с породами зеленосланцевой фации. Это отклонение обычно вызвано увеличением содержания слюд (мусковита и особенно биотита), т. е. минералов-носителей и минералов-концентраторов лития в метаморфических породах. Парагенезисы с биотитом, как правило, в несколько раз богаче литием.

Руды черных металлов

Руды железа. Распространенность редких щелочных металлов в рудах железа изучена на семи месторождениях СССР трех главных генетических типов (табл. 25). На ряде месторождений определение редких щелочных металлов было проведено не только в исходных рудах, но и в полученных из них концентратах, и в хвостах обогащения (табл. 26). Хвосты обогащения во всех случаях богаче литием, а концентрат обеднен. По сравнению с исходными рудами почти

Распространенность щелочных элементов в главных петрохимических типах метаморфических пород из различных фацialsных серий, [37]

Исходные породы	Мета-морфические породы	Содержание щелоч., %	Фацна	Число проб	Содержание					Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
					в г/т			в %					
					Li	Rb	Cs	Na	K				
CaO менее 3 %													
Глиноземистые	Высокоглиноземистые метапелиты	<5	Эпидот-амфиболитовая	58	3—16 9,4	10—57 35	0,5—5 1,84	0,07—0,76 0,26	0,2—1,0 0,58	0,45	166	3152	19,02
		>5	Зеленосланцевая	10	—	95	—	0,99	1,54	0,64	162	—	—
		>5	Эпидот-амфиболитовая	84	8—110 23,5	30—160 65	1—5 3,2	0,39—1,36 0,98	1,23—1,91 1,45	0,67	223	4531	20,31
		>80	То же	5	68—390 164	110—200 182	15—20 19	0,82—1,88 1,41	4,49—7,68 5,95	0,24	327	3132	9,58
Глинистые	Нормальные метапелиты	>50	Зеленосланцевая	135	21—120 59,8	60—200 114	4,5—11 5,2	0,48—3,22 1,39	1,52—4,63 2,62	0,53	230	5038	21,92
		>50	Эпидот-амфиболитовая	172	14—160 54,4	50—240 128	3,5—11 6,1	0,14—3,14 1,25	1,14—4,49 2,65	0,47	207	4344	20,98
		>50	Амфиболитовая	16	13—170 37,9	10—200 122	4,5—14 5,1	1,08—2,66 1,84	2,06—3,40 2,59	0,71	212	5078	23,92
		>15	Гранулитовая	11	0,25—15 4,5	50—110 80	— 4,5	0,42—2,51 1,20	2,08—3,77 2,74	0,44	343	6089	17,78
Алевриты	Мета-алевриты	>15	Зеленосланцевая	37	4,7—53 29,1	10—170 60	2,5—5 2,5	1,03—3,38 2,02	0,46—1,95 1,27	1,59	212	5080	24
		>15	Эпидот-амфиболитовая	48	10—66 31,9	25—200 78	2,5—8 2,9	0,60—3,48 2,10	0,84—1,99 1,45	1,45	186	5000	26,90
		>15	Амфиболитовая	22	13—81 31,3	25—160 79	— <5	1,11—3,30 2,08	0,85—1,90 1,42	1,46	180	—	—
		>5	Гранулитовая	26	2,4—60 12,3	5—100 51	— <5	0,46—3,49 1,91	1,13—1,98 1,46	1,31	286	—	—
Псаммиты	Метапесчаники	>5	Зеленосланцевая	26	13—23 21,6	40—44 43	— <5	0,70—1,91 1,32	0,58—0,95 0,91	1,45	212	—	—
		>5	Эпидот-амфиболитовая	19	10—26 20,2	20—80 46	— <5	0,05—3,04 1,22	0,53—0,99 0,73	1,67	159	—	—
		>5	Амфиболитовая	1	—	—	— <5	— 1,02	— 0,92	1,11	184	—	—
		>5	Гранулитовая	16	1,3—16 7,4	5—50 9	— <5	0,27—2,97 1,68	0,08—0,86 0,44	3,82	489	—	—
CaO 3—8 %													
Карбонатсодержащие осадочные (известковые граувакки и др.)	Метапороды среднего состава	>5	Зеленосланцевая	4	— 78	— 56	—	— 1,20	— 1,24	0,97	221	—	—
		<5	Эпидот-амфиболитовая	15	24—38 30,5	8—30 18	—	1,92—1,96 1,94	0,17—0,93 0,52	3,73	289	—	—

Исходные породы	Метаморфические породы	Содержание слюды, %	Фашия	Число проб	Содержание					Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
					в г/г			в %					
					Li	Rb	Cs	Na	K				
Средние вулканыты и метаандезиты интрузивные		<5	Эпидот-амфиболитовая	27	10—37 21,7	10—20 16	— <5	0,31—2,83 0,87	0,34—2,76 1,66	0,52	1037	—	—
		Не обн.	Амфиболитовая	5	0,25—110 71,8	5—10 6	— 5	0,06—3,29 2,35	0,02—1,26 0,38	6,18	633	—	—
		>5	То же	4	14—150 63,5	5—40 14	— <5	1,15—3,13 2,51	0,25—1,00 0,51	4,92	364	—	—
		Не обн.	Гранулитовая	9	5,1—16 11,3	5—70 18	— <5	0,03—2,76 2,16	0,38—1,05 0,71	3,04	394	—	—
		>5	То же	4	11—21 15,8	30—120 75	2,5—11 4,6	1,19—2,92 2,09	1,14—2,02 1,50	1,39	200	32,61	16,30
		Карбонат-содержащие осадочные (мергели)	Метапороды осадочного состава	>15	Зеленосланцевая	8	— 54	— 94	— <5	— 0,7	— 2,02	0,38	215
>15	Эпидот-амфиболитовая			26	5—53 44,4	5—105 78	— <5	0,53—2,40 0,94	0,06—2,42 1,89	0,50	242	—	—
>5	Амфиболитовая			7	14—54 25,3	10—80 33	— <5	0,23—4,47 1,19	0,19—0,61 0,36	3,31	109	—	—
CaO 8—15 %													
Не обн.	Зеленосланцевая			28	5,2—34 23,6	3,83—60 13,0	— <5	0,58—2,75 2,23	0,11—1,72 0,32	6,97	246	—	—
>5	То же			3	13—34 21	5—50 28	— <5	0,48—1,03 0,79	0,47—1,13 0,78	1,01	278	—	—
Основные вулканыты и интрузивные	Мета-базальтоиды	Не обн.	Эпидот-амфиболитовая	556	2—180 19,6	3,1—130 32	2—85 3,4	0,03—3,75 1,58	0,03—1,26 0,53	2,98	166	1559	9,41
		>5	То же	38	6,5—82 23,3	5—160 43	2,5—64 6,4	0,24—3,31 1,55	0,14—3,20 0,88	1,76	205	1375	6,72
		Не обн.	Амфиболитовая	22	4,7—53 14,2	5—40 15	— <5	0,83—3,45 1,61	0,15—1,16 0,38	4,24	253	—	—
		>5	То же	13	10—140 34,6	10—200 50	— <5	— 2,87	— 0,66	4,35	132	—	—
		Не обн.	Гранулитовая	85	2—80 15,5	5—280 20	— <5	0,18—2,97 1,61	0,01—0,87 0,35	4,60	175	—	—
		>5	То же	13	5,6—52 16,5	5—120 56	— <5	0,47—2,84 1,87	0,46—2,08 1,32	1,42	236	—	—
CaO более 15 %													
Карбонатные	Кристаллические известняки, мраморы	Не обн.	Зеленосланцевая	4	— 17,0	— 13,0	—	— 0,98	— 0,25	3,92	192	—	—
		Не обн.	Эпидот-амфиболитовая	26	0,25—13 9,4	2,5—12 8	— <5	0,03—1,75 0,89	0,03—0,32 0,21	4,24	263	—	—
		<5	То же	2	10—12 11	20—40 30	— <5	0,07—0,10 0,09	0,49—0,58 0,54	0,17	180	—	—
MgO более 20 %													
Ультраосновные	Мета-ультрабазиты	Не обн.	Эпидот-амфиболитовая	1	— 16	— 10	— <5	— 0,20	— 0,13	1,54	—	—	—
		То же	Амфиболитовая	2	1,1—3,1 2,1	— 10	— <5	0,13—0,30 0,21	0,03—0,07 0,05	4,20	—	—	—
		Гранулитовая	6	0,25—29 9,4	— 10	— <5	0,05—0,97 0,58	0,04—0,36 0,18	3,22	—	—	—	

Примечание. В числителе указаны пределы содержания, в знаменателе — средние содержания.

Таблица 24

Средние содержания щелочных элементов в главных типах метаморфических пород

Породы	Распространенность, %	Число проб	Содержание					Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
			Li	Rb	Cs	Na	K				
			г/т			%					
CaO менее 3 %											
Метапелиты высокоглиноземистые нормальные		157	23,4	60,4	3,7	0,70	1,19				
Метаалевролиты		334	54,2	120,4	5,6	1,34	2,64				
		133	27,2	67,9	2,5	2,04	1,40				
Среднее	42		40,7	94,4	4,1	1,31	1,97	0,66	209	4758	22,8
Метапесчаники	19	62	17,3	35,6	2,5	1,38	0,73	1,89	205	2920	14,2
CaO 3—8 %											
Метاپороды среднего состава и метаандезитоиды	13	68	31,4	21,9	2,6	1,57	1,09	1,44	498	4192	8,42
CaO 8—15 %											
Метاپороды основного состава и метабазальтоиды	20	799	20,7	32,9	3,3	1,60	0,59	2,71	179	1788	100
CaO более 15 %											
Карбонатные Метаультраосновные		32	10,4	10,4	2,5	0,85	0,23				
		9	8,5	5,0	2,5	0,46	0,15				
Среднее	6		10,0	9,2	2,5	0,76	0,21	3,62	228	840	3,7
Среднее в земной коре			29,2	56,4	3,4	1,38	1,24	1,11	220	3690	16,8

четырежды обогащение литием установлено в окисленных рудах, особенно в буром железняке (табл. 27).

Руды марганца. Содержание лития в осадочных рудах марганца (проанализировано 11 проб) колеблется от 2,3 до 69 г/т и в среднем для псиломелан-манганитовых руд составляет 17 г/т, а для псиломелан-манганит-пирролизитовых руд — 11 г/т. Среднее содержание лития по всем проанализированным рудам марганца равно 14 г/т, что почти в три раза больше, чем в среднем по рудам железа.

Таблица 25

Редкие щелочные металлы в месторождениях железа и марганца

Месторождения, генетический тип	Содержание, г/т	
	Li	Rb
Железорудные	1,5—16	5—24
	5 (7)	17 (7)
скарновые	4,5—16	5—24
	10 (3)	13 (3)
гидротермальные	3—7	10—30
	4,4 (1)	16 (1)
метаморфизованные	1,5—6	Не обн.— 30
	5 (3)	18 (3)
Марганцевые	11—17	30—57
	14 (3)	40 (3)

Примечание. В числителе указаны предельные содержания, в знаменателе — средние содержания и в скобках — число проб.

Таблица 26

Щелочные металлы в исходных рудах и продуктах их обогащения

Проанализированный материал	Содержание			
	в %		в г/т	
	K	Na	Li	Rb
Магнетитовая руда	—	—	63	Не обн.
концентрат	0,27	0,08	6,1	10
хвосты обогащения	0,56	0,18	8,3	20
Гематит-серпентин-магнетитовая руда	0,02	0,03	6,2	Не обн.
концентрат	0,05	0,03	3,2	Не обн.
Гематит-магнетитовая руда	—	—	10	30
концентрат	—	—	6,6	10
хвосты обогащения	—	—	12	40

Таблица 27

Содержание (в %) щелочных металлов в первичных и окисленных рудах железорудного месторождения

Тип руды	K	Na	Li	Rb
Серцитовый	0,34—0,82	0,02—0,07	0,0003—0,0007	0,001—0,003
	0,5 (5)	0,05 (5)	0,00044 (5)	0,0016 (5)
Лимонит-гётит-гематит-гидрогематитовый	0,14—1,4	0,02—0,11	0,0009—0,0016	0,0005—0,006
	0,54 (5)	0,05 (5)	0,0014 (5)	0,002 (5)
Бурый железняк	0,73—0,83	0,02—0,03	0,0014—0,0014	0,003—0,004
	0,78 (2)	0,015 (2)	0,0014 (2)	0,0035 (2)

Примечание. В числителе указаны предельные содержания, в знаменателе — средние содержания и в скобках — число проб.

Общая таблица кларков

Средние содержания редких щелочных металлов в земной коре, а также в главных типах пород, природных минерализованных вод и месторождений приведены в табл. 28.

Таблица 28

Редкие щелочные металлы в породах, минерализованных водах, и собственных месторождениях, [37]

Породы, воды, руды	Число проб	Среднее содержание*			Rb/Li	Rb/Cs
		Li	Rb	Cs		
Земная кора	10 655	27	82	5	3	16
Магматические породы	4 050	25	103	5,7	4	18
Глубинные магматические породы щелочноземельного ряда	1 400	28	144	7	5,1	21
ультраосновные	50	5	38	20	7,6	2
основные	35	7	60	10	8,6	6
средние	15	20	110	6	5,5	18
кислые	1 300	38	186	7,4	4,9	25
Щелочные глубинные породы	1 200	59	227	6,4	3,8	35
щелочно-ультраосновные	—	23	100	6,5	4,4	15
щелочные габброиды	—	23	188	8	8,2	24
агпаитовые нефелиновые снениты	—	107	296	7,8	2,8	37
миаскитовые нефелиновые снениты	—	44	270	12	6,1	23
щелочные снениты	—	38	192	8,1	5	24
щелочные граниты	—	71	221	3,3	3	67
Эффузивы щелочноземельного ряда	1 293	22	61	4,4	3	14
ультраосновные	6	17	7,7	0,6	4,5	13
основные	310	20	38	3,4	2	11
средние	227	24	78	5,0	3,3	16
кислые	750	23	125	7,7	5,4	16
Эффузивы щелочные	240	57	90	3,6	1,6	25
с содержанием $\text{SiO}_2 < 56\%$	180	58	47	3,4	0,8	14
с содержанием $\text{SiO}_2 > 56\%$	60	49	158	4,3	3,2	37
Метаморфические породы	1 650	29	56	3,4	2	17
метапелиты и метаалевролиты (CaO до 3%)	624	40,7	94	4,1	2,3	23
метапесчаники (CaO до 3%)	62	17,3	35,6	2,5	2	14
метапороды среднего состава и метаандезитонды (CaO 3—8%)	68	31,4	21,9	2,6	0,7	8,4
метапороды основного состава и метабазальтонды (CaO 8—15%)	800	20,7	32,9	3,3	1,6	10
карбонатные породы	32	10,4	10,4	2,5	1	4
метаультрабазиты	9	8,5	5	2,5	0,6	2
руды железа	56	5	18	2	3,6	9
Осадочные породы	3 150	40	92	10,6	2,3	9
песчаные	1 200	29	68	9,1	2,3	7

Породы, воды, руды	Число проб	Среднее содержание*			Rb/Li	Rb/Cs
		Li	Rb	Cs		
глинистые	850	54,7	134	13,9	2,4	10
карбонатные	500	17,4	22	4,7	0,8	5
бокситы и аллиты	50	183	46	6,8	0,3	7
каустобиолиты	539	6	16	21,4	0,4	11,4
руды марганца	11	14	40	2	2,9	>20
Природные минерализованные воды	1 805	8,5	1,8	0,24	0,2	7,5
термальные современных вулканических областей	300	7,4	2,6	1,5	0,35	1,7
пластовые артезианских бассейнов	1 500	20,9	4,2	0,6	0,2	7
океанические	5	0,18	0,12	0,0005	0,7	240
Собственные месторождения	—	0,3	0,15	0,3	0,5	0,5
редкометальные граниты	—	0,15	0,1	0,01	0,7	10
сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты	—	0,5	0,4	0,5	0,8	0,8
альбит-сподуменовые пегматиты	—	0,7	0,1	0,005	0,1	20
околопегматитовые метасоматиты	—	—	0,2	0,3	1	0,7
грейзен-гидротермальные образования	—	0,4	0,4	0,04	1	10
вулканические стекла кислого состава	—	0,01	0,1	0,3	>10	0,3
гидротермально измененные вулканогенно-осадочные отложения карналлиты	—	0,2	0,03	0,003	0,15	10
	—	—	0,02	—	—	300

* Среднее содержание щелочных металлов в породах указано в г/т, в природных минерализованных водах — в г/м³, в собственных месторождениях — в %.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ПРОМЫШЛЕННО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения лития объединяются в 19 промышленно-генетических типов восьми рудных формаций (табл. 29). Тринадцать типов шести формаций представлены магматогенными месторождениями, остальные — экзогенными [28, 36]. Из магматогенных месторождений только один тип генетически связан с щелочными породами, все остальные — с гранитоидами. Если учесть, что щелочные месторождения лития также представлены гранитами (щелочными), то следовательно, отличительной чертой его эндогенной минерации является гранитогенность. Месторождений лития в связи с ультрабазитовой, базитовой или нефелин-сиенитовой магмами не выявлено.

Экзогенные месторождения лития представлены природными минерализованными водами (пять типов) и корами выветривания на щелочных сиенитах (один тип).

Таблица 29

Рудные формации и типы месторождений лития, рубидия и цезия

Рудные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Практическое значение месторождений
	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс. т	
Магматогенные месторождения в связи с кислыми породами				
Редкометалльные граниты щелочно-земельного ряда («кислые»)				
Криофиллит-амазонит-альбитовые граниты с танталит-колумбитом и микролитом ¹	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,013—0,018 0,01—0,015 0,1—0,3 Около 0,1 Около 0,01	5—10 5—10 До 100 До 25 До 2	Месторождения тантала среднего масштаба с возможным извлечением Li, Rb, Cs из слюды
Лепидолит-микроклин-альбитовые граниты с амблигонитом, касситеритом и танталит-колумбитом ¹	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,007—0,012 0,01—0,015 0,2—0,5 Около 0,1 Около 0,01	<i>n</i> <i>n</i> До 500 10 <i>n</i> <i>n</i>	Небольшие разрабатываемые месторождения касситерита с возможным попутным получением лепидолита, амблигонита и танталит-колумбита
Редкометалльные гранитные пегматиты				
Сподумен-микроклин-альбитовые с лепидолитом, петалитом, поллуцитом, танталатами и бериллом ¹	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO	0,5—0,9 0,2—0,5 0,1—0,6 0,015—0,03 0,007—0,015 0,04—0,06	<i>n</i> —200 0, <i>n</i> —10 <i>n</i> 10 <i>n</i> <i>n</i> <i>u</i> До 500	Важный источник добычи лития, тантала, бериллия основной источник добычи цезия и рубидия
Альбитовые с танталитом, бериллом, иногда также с касситеритом и сподуменом ¹	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO Li ₂ O	0,015—0,025 0,010—0,015 0,08—0,25 До 0,3—1,0	0, <i>n</i> 0, <i>n</i> 0,0 <i>n</i> — <i>n</i>	Мелкие разрабатываемые месторождения тантала и бериллия, редко лития
Альбит-сподуменовые с колумбитом и бериллом, иногда также с фергусонитом и касситеритом ¹	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ Li ₂ O BeO	0,004—0,012 0,006—0,012 1,1—1,5 0,03—0,05	<i>n</i> <i>n</i> 100 <i>n</i> 2—20	Основной источник добычи лития с попутным танталом и бериллием, иногда оловом
Альбит-лепидолитовые с танталатами ¹	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O Ta ₂ O ₅	0,6—1,0 0,1—0,3 0,1—0,3 0,01—0,02	0,0 <i>n</i> 0,00 <i>n</i> 0,00 <i>n</i> 0,00 <i>n</i>	Практического значения не имеют из-за мелких размеров жил

Рудные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Практическое значение месторождений
	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс. т	
Редкометалльные олопегматитовые метасоматиты Холмквистит-цезийбиотитовые ²	Cs ₂ O Rb ₂ O Li ₂ O	0,1—0,5 0,1—0,2 0, <i>n</i>	До 100 10—50 10 <i>n</i>	Возможный крупный источник добычи цезия, рубидия и отчасти лития
Редкометалльные грейзены Циннвальдитовые грейзены ¹	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,4—0,8 0,3—0,4 0,03—0,05	10 <i>n</i> 10 <i>n</i> <i>n</i>	Небольшие месторождения Li, Rb, Cs
Олигоклаз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом ³	BeO Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,1—0,15 0,3—0,5 0,2—0,3 0,03—0,05	<i>n</i> —20 10 <i>n</i> 10 <i>n</i> <i>n</i>	Разрабатываемые месторождения изумрудов и бериллия с возможным извлечением из слюды Cs, Rb, Li
Редкометалльные слюдисто-флюоритовые метасоматиты Мусковит-литионит-флюоритовые метасоматиты с фенакитом ³	BeO Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,1—0,2 0,3—0,4 0,2—0,3 0,015—0,02	<i>n</i> До 100 10 <i>n</i> <i>n</i>	Разрабатываемые месторождения флюорита с возможным получением Li и Rb слюды
Полилитнионит-флюоритовые метасоматиты ¹	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,3—0,5 0,0 <i>n</i> 0,00 <i>n</i>	10 <i>n</i> — 100 <i>n</i> <i>n</i> 0, <i>n</i>	Перспективные комплексные месторождения редких, малых и цветных металлов
Редкометалльные кислые эффузивы Цезиеносные вулканические стекла ²	Cs ₂ O Rb ₂ O	До 0,3 До 0,1	До <i>n</i> До 3	Месторождения цезия и рубидия с неясными перспективами

Рудные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Практическое значение месторождений	
	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс. т		
Магматогенные месторождения в связи с щелочными породами					
Редкометалльные щелочные граниты					
Полилитнионит-рибекитовые щелочные граниты с колумбитом и циртолитом ¹	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ ZrO ₂ HfO ₂	0,015—0,025 0,15—0,35 0,4—1,8 0,02—0,04	До 100 До 1000 1000— 2000 10 <i>n</i>	Крупные месторождения Ta, Nb, Zr, Y, TR с возможным получением Li, Rb, Cs из слюды	
	TR ₂ O ₃ Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,05—0,25 Около 0,1 Около 0,1 0,00 <i>n</i>	100 <i>n</i> До 500 До 100 <i>n</i>		
Редкометалльные фениты					
Арфведсонит-альбитовые фениты с цезий-куплетски-том ²	Cs ₂ O	0,1—0,3	<i>n</i>		Месторождения Cs с неясными перспективами
Нефелин-калищпатовые (агпантовые) массивы					
Нефелин-апатитовые руды ²	Rb ₂ O Cs ₂ O	0,0 <i>n</i> 0,000 <i>n</i>	100 <i>n</i> <i>n</i>	Перспективный источник попутного получения рубидия и цезия при переработке нефелина на глинозем	
Экзогенные месторождения					
Органогенные месторождения					
Бурый уголь ⁴	Rb ₂ O Cs ₂ O	0,0 <i>n</i> 0,00 <i>n</i>	<i>n</i> <i>n</i>	Месторождения угля с неясными перспективами получения Rb и Cs	
Хемогенные месторождения					
Карналлиты ²	Rb ₂ O	0,006—0,012	<i>n</i>	Разрабатываемые калийно-магниевые месторождения с попутным получением Rb	

Рудные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Практическое значение месторождений
	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс. т	
Редкометалльные коры выветривания Коры выветривания на щелочных сиенитах с ксенотимом, рабдофанитом ⁴	Li ₂ O TRO ₃	0,1—0,3 0, n	10n 10n	Возможный источник добычи редких земель и лития с неясными перспективами
Высокоминерализованные воды				
Термальные хлоридные K-Na и Ca-Na воды ²	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	До 0,0035 До 0,002 До 0,0015	0, n—n 0, n 0, n	Перспективные источники небольшой добычи лития, рубидия, цезия
Углекислые хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные кальциево-натриевые воды с редкими щелочными металлами (РЩМ) ²	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	До 0,0060 До 0,0003 До 0,0003	0, n 0, n 0, n	Перспективный небольшой источник добычи редких щелочных металлов
Глубокозалегающие хлоридные существенно натриевые, кальциевые или магниевые рассолы с РЩМ ²	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,002—0,04 0,000—0,002 0,00005—0,001	10n n n	Перспективный источник получения лития, рубидия, цезия, стронция; технология извлечения не разработана
Неглубоко погребенная хлоридная натриевая рапа с литием ²	Li ₂ O	До 0,08	100n	Крупные богатые месторождения лития
Межзернистая карбонатно-хлоридная натриевая рапа с литием ²	Li ₂ O	0,01—0,03	10n	Рентабельный источник добычи лития, ряда солей и бора
Поверхностная хлоридная натриево-магниевая рапа с литием и рубидием ²	Li ₂ O Rb ₂ O	До 0,006 До 0,006	1000n 1000n	Перспективный источник добычи лития с возможным получением рубидия и стронция
Поверхностная сульфатно-хлоридная магниевонатриевая рапа с литием ²	Li ₂ O	До 0,01	1300	Крупные месторождения лития

Примечание. Знаком ¹ отмечены типы месторождений, описанные в разделе «Литий», знаком ² — в разделе «Рубидий и цезий», знаком ³ — в разделе «Бериллий», знаком ⁴ — в работах [28, 37].

Криофиллит-амазонит-альбитовые граниты с танталит-колумбитом и микролитом

Месторождения этого типа известны во Франции, Алжире и других странах. Руды пространственно и генетически связаны с многофазными гранитными интрузиями обычно мезозойского возраста, располагающимися, как правило, в центральных или краевых частях докембрийских срединных массивов в молодых мезозойских складчатых областях. Срединные массивы в период развития молодых геосинклиналей подвергались интенсивному дроблению, что обусловило возникновение зон глубинных разломов, контролирующих положение гранитных интрузий в пределах жестких блоков.

Гранитные интрузии представлены тремя стандартными фазами: I фаза — массивы преимущественно биотитовых и роговообманковых гранодиоритов и плагиогранитов со сфеном, магнетитом, цирконом и апатитом; II фаза — массивы порфиридных биотитовых гранитов, в которых наряду с аксессуарами I фазы появляются монацит, гранат, ксенотим и ильменит; III фаза — сравнительно небольшие тела амазонит-альбитовых гранитов с литиевыми слюдами, вольфрамитом, касситеритом, топазом, флюоритом, турмалином, танталатами и другими минералами. Комплексы гранитов сопровождается кварцевыми и грейзеновыми жилами с вольфрамитом, касситеритом, бериллом или турмалином.

Амазонит-альбитовые граниты и представляют собой собственно месторождения. Рудные граниты образуют купола и штоки, имеющие в плане овальную, иногда вытянутую форму. Контакты куполов падают в разные стороны под углами 30—70°, бывает падение и в одну сторону, но под разными углами таким образом, что с глубиной гранитные штоки обычно становятся более мощными. Площадь гранитных штоков 0,5—1,2 км².

Вмещающими породами гранитов служат высокопластичные породы низких фаций метаморфизма — аргиллиты, алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, филлиты. Амазонит-альбитовые со слюдами разновидности гранитов слагают периферические и верхние части куполов; с глубиной они иногда переходят в порфиробластовые и мусковитовые порфиридные граниты.

Амазонит-альбитовые граниты — светлая, почти белая с голубовато-зеленоватым оттенком порода неравномернозернистой, местами порфиридной структуры. Минеральный состав характеризуется весьма непостоянными количественными соотношениями как породообразующих (альбит, амазонит, кварц, мусковит, криофиллит-лепидолит, топаз), так и рудных минералов (главным образом колумбит-танталит и микролит).

По соотношению слюд (а также полевых шпатов) на некоторых месторождениях выделяют четыре разновидности амазонит-альбитовых гранитов, закономерно сменяющих друг друга от центра к периферии массивов: 1) амазонит-альбитовые с мусковитом, 2) амазонит-альбитовые с мусковитом и криофиллитом, 3) амазонит-альбитовые с криофиллитом, 4) криофиллит-альбитовые. Последняя зона слагает апикальные части штоков. Количество лепидолит-криофиллита здесь достигает 30 %, а в амазонит-альбитовых гранитах — 7 %.

Криофиллит-амазонит-альбитовые граниты рассматриваются в настоящее время как средние по масштабам небогатые месторождения тантала. Попутная

добыча из них слюдяного концентрата, содержащего Li, Rb и Cs, не представляет технических затруднений.

Главные минералы тантала — микролит и танталит-колумбит, очень редко встречаются стрюверит-ильменорутил и лопарит. Заметная доля тантала рассеяна в касситерите, содержащем 0,1—1,5 % Ta_2O_5 .

Наиболее интенсивное редкометальное оруденение тяготеет к апикальным частям штоков и приурочено к их более пологим контактам. Мощность рудной зоны, определяемая контуром промышленного танталового оруденения, непостоянна и меняется от нескольких десятков метров до 200 м. Содержание полезных компонентов в рудных зонах (в %): Ta_2O_5 0,005—0,05; Nb_2O_5 0,008—0,02; Li_2O 0,1—1,0; Rb_2O 0,06—0,5; Cs_2O 0,005—0,02; Sn 0,01—0,15.

Вся практически ценная Li—Rb—Cs минерализация связана со слюдами ряда циннвальдит — криофиллит — лепидолит, которые заключают в себе до 95 % всего лития, 20—25 % рубидия и менее 15 % цезия. Основная масса рубидия и цезия приходится на калиевый полевой шпат, из которого они не извлекаются. На нижних горизонтах значительная часть редких щелочных элементов рассеяна в мусковите.

Литиевые слюды образуют чешуйчатые (реже скорлуповатые или розетковидные) выделения длиной 1—2 мм. Цвет их изменяется от слабо-фиолетового и кремового до бурого (с увеличением содержания железа). Самая поздняя слюда — лепидолит — развита в прикупольных частях рудных зон. С глубиной лепидолит сменяется криофиллитом, затем циннвальдитом и литиевым биотитом. В пределах рудной зоны наиболее распространен криофиллит.

Содержание Li_2O в слюдах последовательно уменьшается от 5 % в лепидолите до 2 % в циннвальдите. Содержания Rb_2O и Cs_2O максимальны в криофиллите — 1,7 и 0,04 % соответственно.

Данные граниты можно рассматривать как незначительный резервный источник получения редких щелочных металлов (см. табл. 29).

Лепидолит-микроклин-альбитовые граниты с амблигонитом, касситеритом и танталит-колумбитом

Месторождения этого парагенетического типа (Кацерес в Испании, Монтебра, Эшасьер и Виллефункре во Франции и др.) связаны с небольшими (площадью до 2 км²) слабо эродированными гранитными массивами, формировавшимися на глубине не более 3 км. Возраст гранитов герцинский или киммерийский. В отличие от редкометальных гранитов предыдущего типа лепидолит-микроклин-альбитовые граниты встречаются не только над древними срединными массивами, но и в типичных условиях фанерозойских геосинклиналей.

Рудный гранит — порода голубовато-белого цвета с массивной текстурой и равнозернистой мелко-, реже среднезернистой структурой. У висячего бока в эндоконтакте массивов нередко наблюдается пегматоидная структура из-за собиравательной перекристаллизации гранита.

Главный рудный минерал — касситерит. Содержание олова в руде свыше 0,1 %. В касситерите содержится 0,5—2 % Ta_2O_5 и 1—2 % Nb_2O_5 . На долю касситерита приходится до 30 % всего тантала, на долю танталит-колумбита — до 65 %, микролит редок. Валовое содержание Ta_2O_5 в пределах промышленного по олову рудного контура составляет около 0,01 % при величине отношения Ta/Nb 0,8.

Главный литиевый минерал — амблигонит-монтебразит — представлен равномерной вкрапленностью мелких кристаллов изометричного облика размером до 1 мм. В пегматоидных участках эндоконтакта массивов амблигонит образует крупные (до 1000 м³) скопления светло-голубоватого цвета. Амблигонит блоковой структуры ассоциирует со сливным кварцем, кварц-альбит-лепидолитовым агрегатом, микроклином и касситеритом. Содержание амблигонита-монтебразита в мелкозернистом рудном граните составляет 3—5%. Минерал здесь распределен довольно равномерно и прослеживается на глубину до ста метров без резкого снижения содержания.

Носителями лития являются также светлые слюды, количество которых достигает первых процентов. У всячего бока массивов слюды обогащаются и имеют более литиевый состав (до лепидолита включительно), с глубиной их содержание и литиенность уменьшаются (до литийсодержащего мусковита).

Прогнозные и поисково-оценочные факторы

1. Месторождения «кислых» редкометалльных гранитов встречаются в разнообразных геотектонических структурах — от древних платформ и докембрийских срединных массивов до молодых геосинклинальных областей. Самые крупные объекты известны в пределах пояса Тетис (в понимании Н. П. Хераскова, 1963 г.). Максимальные концентрации редких щелочных металлов характерны для месторождений, приуроченных к геосинклинальным областям, минимальные — для месторождений на древних платформах.

2. Большинство месторождений «кислых» редкометалльных гранитов формировалось в киммерийскую эпоху.

3. Для редкометалльных гранитов характерна локализация в куполах и выступях кровли интрузивов или у всячего бока пологопадающих интрузивных тел, т. е. в разнообразных структурных ловушках, способствующих накоплению легкоплавких и легколетучих компонентов.

4. Наиболее благоприятные вмещающие породы — различные высокопластичные слабометаморфизованные сланцы, плотно облегающие гранитные интрузии и способствующие удержанию летучих и легкоплавких компонентов в гранитном расплаве.

5. Благоприятные минералогические факторы — наличие амазонита, альбита, топаза и литиевых слюд в составе самих гранитов, а высокотанталистого касситерита, вольфрамитов и граната — в щлихах.

6. Купола редкометалльных гранитов отчетливо определяются гравиметрическими методами поисков.

Практическое значение

Месторождения «кислых» редкометалльных гранитов осваиваются пока очень слабо, известны лишь небольшие предприятия по добыче лепидолитовых и танталовых концентратов. Это объясняется тем, что гранитные пегматиты, близкие по набору редких элементов (Ta, Li, Rb и др.), образуют высококомплексные и значительно более богатые месторождения. Однако по мере истощения пегматитовых месторождений мировая промышленность в какой-то мере вынуждена будет начать освоение месторождений кислых редкометалльных гранитов, главное преимущество которых — возможность отработки открытым способом при минимальной вскрыше и почти без разубоживания.

Редкометалльные гранитные пегматиты

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом, петалитом, поллцитом, танталатами и бериллом

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты — один из наиболее важных типов промышленных редкометалльных месторождений. Они известны во многих редкометалльных полях мира от позднеархейской до герцинской эпох. Наиболее характерны представители пегматитовых месторождений Бикита (Зимбабве), Карибби (Намбия), рудного района Берник-Лейк (Канада), Блек-Хилле (США), Варутреск (Швеция).

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты обычно залегают в метаморфических породах амфиболитовой фации или в гранитах и ассоциируют с микроклиновыми, микроклин-альбитовыми и альбитовыми пегматитами. При этом сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты обычно более удалены от магматического очага, чем микроклиновые и микроклин-альбитовые. Месторождения представлены, как правило, единичными крупными и весьма крупными линзо- и жиллообразными телами. Длина их измеряется многими сотнями метров (в отдельных случаях превышает 1 км), мощность 5—50 м (иногда до 150 м). Для крупных месторождений зональных пегматитовых тел характерны пологие углы падения.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты от всех типов пегматитов отличаются наибольшей сложностью минерального состава. Наряду с главными минералами — альбитом, микроклином и кварцем, — в жилах постоянно присутствуют мусковит, апатит, гранат, черный, розовый и полихромный турмалин, а из редкометалльных — сподумен, петалит, лепидолит, амблигонит, эвкрипит, разнообразные поздние и вторичные фосфаты лития, поллцит, берилл, воробьевит, танталит, симпсонит, микролит, стибитанталит, водженит и другие танталаты; встречаются олигоклаз, биотит, стрюверит, ортит, трифилин-литгофилит, циртолит и другие минералы.

Внутреннее строение сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов характеризуется самой высокой степенью дифференциации. От зальбандов к центру жил расположены зоны: 1) неравномернозернистая кварц-альбит-микроклиновая с колумбитом, 2) графическая кварц-микроклиновая, 3) зернистого альбита с бериллом и колумбитом, 4) блокового микроклина I, 5) кварц-мусковитовая с бериллом и танталит-колумбитом, 6) сахаровидного альбита с танталит-колумбитом, 7) кварц-клевеландит-сподуменовая с танталитом и бериллом, 8) мелкопластинчатого альбита с танталатами, бериллом и поллцитом, 9) чешуйчатого лепидолита с поллцитом и танталатами, 10) блокового микроклина II, 11) блокового кварца.

Существенно альбитовые и слюдяные зоны обладают таким же закономерным положением, как и существенно микроклиновые. Подобно другим пегматитам, в сподумен-микроклин-альбитовых жилах может произойти выпадение отдельных зон, вследствие чего лишь в единичных жилах выделяются II зон, в большинстве же пегматитов всего 3—7 зон. Точно так же две и даже три смежные зоны часто объединяются.

В сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах из редких элементов практическое значение имеют Ta, Cs, Rb, Li, Be, Nb, а иногда Sn, TR. Многие жилы

одновременно содержат промышленные концентрации трех, четырех и даже шести редких элементов.

Наиболее богатые литием жилы содержат 0,5—0,9 % Li_2O . Запасы Li_2O в отдельных жилах достигают тысяч и десятков тысяч тонн, а в уникальных месторождениях (Бикита, Монтгари) — 300 тыс. т.; запасы сподумена исчисляются миллионами тонн. Сподумен обычно образует крупные белые, иногда розоватые пластинчатые кристаллы длиной от 0,2 до 10 м, которые легко извлекаются вручную. В пегматитах отдельных месторождений промышленный интерес, кроме того, имеют лепидолит, петалит, эвкрипит и амблигонит-монтебразит. Лепидолит представляет практический интерес в том случае, когда обособляется в виде самостоятельной анхимономинеральной зоны. В некоторых пегматитах лепидолит образует зоны длиной 100 м и более при мощности до 10 м и глубине распространения до 150 м. Благодаря этому, лепидолитсодержащие зоны служат объектом добычи литиевого, цезиевого и рубидиевого сырья, в котором содержание Li_2O составляет 3—5 %, Cs_2O — 1—3,5 %, Rb_2O — 0,2—0,8 %. Запасы лепидолита некоторых месторождений Канады (Монтгари), Родезии (Бикита) и Намибии (Кариб) исчисляются сотнями тысяч и даже миллионами тонн.

Цезий наиболее распространен в этом типе. Его содержание здесь нередко составляет 0,2—0,8 %. Запасы цезия в отдельных месторождениях достигают многих десятков тысяч тонн. Источником промышленного получения цезия из пегматитов служит не только его собственный минерал — поллуцит, но также и лепидолит. Поллуцит белого цвета встречается в виде выделений неправильной формы размером от 0,5 до 50 см, иногда более. Максимальные концентрации поллуцита характерны для центральных зон мелкопластинчатого альбита и чешуйчатого лепидолита, реже минерал образует самостоятельные зоны (анхимономинеральные линзообразные скопления) протяженностью в десятки метров и мощностью до 7 м. Распределение поллуцита в жилах крайне неравномерное, гнездовое.

Рубидий, подобно цезию, в пегматитах данного типа обладает наибольшей концентрацией. Его среднее содержание в жилах достигает 0,5 % (наивысшее из всех природных образований).

Обычно рубидий рассеивается в микроклине и слюдах (1—2 % Rb_2O), частично в поллуците (до 1 % Rb_2O), иногда образует рубидиевый мусковит, содержащий до 4 % Rb_2O . Наивысшее содержание Rb_2O (до 1 % и более) установлено в зоне блокового микроклина II и в центральной зоне чешуйчатого лепидолита. Рубидий и цезий извлекают из лепидолита попутно при переработке сырья на литий.

Валовое содержание BeO в пегматитовых телах описываемого типа обычно 0,04—0,05 %. Запасы в таких жилах исчисляются десятками и сотнями, а в отдельных случаях свыше тысячи тонн BeO .

Среди сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов известна разновидность относительно слабо зональных пегматитов, которые внешне существенно отличаются от четко зональных пегматитов этого типа. Во внутреннем строении таких жил отсутствуют кварцевое ядро, зона чешуйчатого лепидолита и ранние зоны гранитной и графической структуры, а другие структурно-парагенетические комплексы (зоны) не имеют строго закономерного положения. Эти текстурные отличия обусловлены крутым залеганием пегматитовых жил и весьма беспокойной обстановкой их консолидации. Месторождения данного типа содержат не единичные, а многочисленные рудные тела.

По падению жил сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов промышленное орудение прослеживается на глубину в сотни метров. При этом наибольшей выдержанностью характеризуются содержания Nb, Be, Li, отчасти Ta и Sn, а наименьшей — Rb и особенно Cs.

Альбитовые пегматиты с танталитом, бериллом, иногда также с касситеритом и сподуменом

Альбитовые пегматиты известны почти во всех пегматитовых провинциях от протерозойского до киммерийского возраста. Пегматиты данного типа залегают среди метаморфических пород амфиболовой фации, реже среди магматических пород, и обычно встречаются совместно с пегматитами других типов, особенно с микроклин-альбитовыми. От материнских гранитов альбитовые пегматиты отстоят дальше сподумен-микроклин-альбитовых.

Альбитовые пегматиты обычно представлены сравнительно мелкими телами типично жильной формы с раздувами и пережимами, реже встречаются линзообразные тела; углы падения чаще пологие. Протяженность жил, как правило, не превышает первых сотен метров, а мощность — нескольких метров. Лишь в отдельных случаях мощность их достигает 15 метров и более, а длина — 1 км.

В минеральном составе преобладают кварц и альбит, микроклин имеет резко подчиненное развитие (обычно не более 15 %). Количество сподумена не превышает 10 %, во многих жилах он практически отсутствует. Из второстепенных минералов обычны светло- и ярко-зеленый мусковит, сине-черный турмалин, гранат, апатит, касситерит и др. Редкометалльные минералы представлены главным образом бериллом, танталит-колумбитом, трифилин-литгиофилом, сподуменом; встречаются монтебразит, бавенит, бертрандит, микроклин. Аксессуары — арсениpirit, сфалерит и другие сульфиды; вторичные — разнообразные фосфаты, развивающиеся по трифилин-литгиофилиту (сиклерит, гетерозит, пурпурит и др.).

Пегматитовые жилы, как правило, хорошо дифференцированы и из всех типов редкометалльных пегматитов характеризуются наибольшей резкостью грани между зонами. В сложении альбитовых пегматитов участвуют следующие зоны от альбандов к осевым частям жил: 1) апографическая (или мелкозернистая) кварц-альбитовая с танталит-колумбитом, 2) сахаровидного альбита с танталит-колумбитом, 3) клевеландита или кварц-клевеландит-сподуменовая с танталитом и бериллом, 4) чешуйчатого мусковита с танталитом, 5) блокового микроклина II, 6) блокового кварца.

Основной объем пегматитовых тел занимают первые три существенно альбитовые зоны. Вместе с кварцевым ядром они составляют не менее 85 % объема любой пегматитовой жилы этого типа.

Из редких элементов в альбитовых пегматитах практическое значение имеют Ta, Nb и Be, иногда Sn. Бериллий в пегматитах, по данным мировой практики, достигает наивысшей концентрации и в хорошо развитых жилах его содержание составляет обычно 0,1—0,2 % BeO; запасы BeO исчисляются десятками, сотнями тонн. Пространственное распределение бериллия, как и других редких элементов, в альбитовых пегматитах подчиняется строгим закономерностям. Особенно высокой концентрации он достигает в зоне клевеландита (или заменяющей ее кварц-клевеландит-сподуменовой зоне), здесь его содержание всегда во много раз выше, чем в других альбитовых зонах. При этом в самой зоне клевеландита содержание бериллия в общем случае возрастает с удалением от внешней к

внутренней границе, где локализована основная масса берилла. По падению жил содержание бериллия резко падает и глубже 100 м редко остается промышленным.

Литий, содержание которого в отдельных жилах альбитовых пегматитов достигает 0,75 %, как правило, не представляет серьезной промышленной ценности. Из-за мелких размеров жил запасы Li_2O в них не превышают нескольких сотен или первых тысяч тонн. Поэтому организация даже попутного извлечения сподумена из руды часто нерентабельна. Лишь в редких альбитовых жилах, переходных к альбит-сподуменовому типу, сподумен приобретает практический интерес, так как запасы Li_2O здесь достигают нескольких десятков тысяч тонн.

Альбит-сподуменные пегматиты с колумбитом и бериллом, иногда также с фергусонитом и касситеритом

Альбит-сподуменные пегматиты распространены сравнительно незначительно, известно не более пятнадцати крупных месторождений этого типа. Наиболее характерные месторождения находятся в Канаде (штаты Манитоба, Квебек, Онтарио, Северо-Западные территории), США (так называемый олово-сподуменный пояс штатов Северная Каролина и Южная Каролина) и Афганистане. Большинство месторождений выявлено и детально изучено лишь в последние 25 лет. Месторождения локализованы в метаморфических породах различных фаций (от амфиболитовой до зеленосланцевой), реже в интрузивных породах. Возраст оруденения варьирует от протерозоя до мезозоя.

Для альбит-сподуменных пегматитов в отличие от других типов характерна группировка жил в пределах одной или нескольких протяженных тектонических зон. Пегматитовые тела (плитообразные жилы и дайки) сближены, имеют близкие элементы залегания и обычно крутые или умеренные углы падения. Протяженность пегматитовых тел обычно 500—3000 м, мощность 10—40 м. Участок месторождения всегда значительно вытянут в одном направлении. Залегание жил, как правило, согласное с простиранием доминирующей структуры пегматитового поля.

Для месторождений данного типа характерно также развитие в их пределах жил только альбит-сподуменного типа, тогда как пегматиты других типов часто встречаются в пределах одного и того же месторождения сразу все или по два-три типа одновременно. В тех случаях, когда альбит-сподуменные пегматиты встречаются совместно с пегматитами других типов, они не имеют широкого распространения, плохо выражены и менее оруденелы. Из всех редкометаллических типов альбит-сподуменные пегматиты обычно наиболее удалены от материнских гранитов, а в свитах моноклинально падающих жил занимают самое высокое положение. Под ними находятся альбитовые, сподумен-микроклин-альбитовые, микроклин-альбитовые и микроклиновые пегматиты.

Главные минералы — кварц, альбит и сподумен; микроклин имеет сугубо подчиненное развитие (в типичных альбит-сподуменных пегматитах его количество не превышает 15 %). Из второстепенных минералов обычны чешуйчатый ярко-зеленый мусковит или жильбертит, сине-черный турмалин, гранат, апатит, касситерит. Редкометаллические минералы, наряду со сподуменом, представлены бериллом, колумбитом, холмквиститом, изредка трифилин-литиофилином и монтебразитом. Характерно отсутствие лепидолита (несмотря на высокое содержа-

ние лития), а также поллукита (несмотря на большое количество альбита, с которым он постоянно ассоциирует).

Альбит-сподуменовые пегматиты из всех типов выделяются наименее отчетливой зональностью и самой низкой степенью дифференциации. В их внутреннем строении принимают участие всего три зоны: 1) мелкозернистая (или порфиробластовая) кварц-альбитовая, 2) кварц-альбит-сподуменовая, 3) блокового микроклина II.

Основной объем пегматитовых тел выполняет кварц-альбит-сподуменовая зона (60—70 %, иногда до 90 %). Кварц-альбитовая зона занимает до 30 % объема, а на долю микроклиновой приходится не более 10 % (иногда она отсутствует). В некоторых жилах кварц-альбит-сподуменовая зона объединена с зоной микроклина, вследствие чего образуется зона кварц-альбит-микроклинового состава. Последняя при уменьшении в ней доли альбита иногда превращается в блоковую кварц-микроклин-сподуменовую, а затем в кварц-сподуменовую зону (целиком или участками).

Для альбит-сподуменовых пегматитов весьма характерно интенсивное проявление внутрирудной тектоники, что выражается в широком развитии разнообразных прожилков и брекчий и слабой дифференциации внутреннего строения жил.

У зальбандов пегматитовых тел и возле ксенолитов вмещающих пород всегда располагается кварц-альбитовая зона. При более пологом залегании жил краевая зона в соответствии с общим правилом развивается лишь у лежачего бока, со стороны висячего бока сразу же на контакте с вмещающими породами располагается следующая зона данного типа пегматитов, т. е. кварц-альбит-сподуменовая. Асимметрия пологопадающих жил в некоторых альбит-сподуменовых пегматитах выражена поразительно отчетливо и не зависит от их мощности: в жилах мощностью всего 0,5—1,0 м кварц-альбитовая зона наблюдается лишь у лежачего бока, а кварц-альбит-сподуменовая всегда со стороны висячего бока, точно так же, как в жилах мощностью до 30 м.

Из трех зон альбит-сподуменовых пегматитов зона блокового микроклина II с глубиной постепенно выклинивается. Вследствие этого средние и нижние горизонты жил сложены практически только двумя зонами — кварц-альбитовой и кварц-альбит-сподуменной. В отдельных крупных жилах с глубиной появляется кварц-альбит-петалитовая зона мощностью до 15 м. Зональность альбит-сподуменовых жил иногда не обнаруживает существенных изменений по падению на глубину до 700—800 м.

По данным мировой практики, альбит-сподуменовые пегматиты представляют собой крупнейшие месторождения лития (например, олово-сподуменный пояс США). Средние содержания Li_2O по разным месторождениям изменяются, как правило, в пределах 1,1—1,5 %. Запасы Li_2O исчисляются сотнями тысяч тонн. Из всех литиевых минералов в альбит-сподуменовых пегматитах практическое значение имеет лишь сподумен, образующий призматические кристаллы серо-зеленого цвета размером от 1 мм до 50 см, редко до 2 м. Характер распределения лития равномерный или неравномерный. По простиранию жил закономерностей в изменении среднего содержания лития не установлено, по падению жил среднее содержание лития либо постепенно возрастает, либо остается на одном уровне на протяжении многих сотен метров.

Кроме лития, некоторое обогащение в альбит-сподуменовых пегматитах характерно для олова (до 0,1 %); содержания ниобия (0,008—0,012 % Nb_2O_5)

Здесь также не ниже, чем в других типах пегматитов. Все остальные редкие элементы содержатся в альбит-сподуменовых пегматитах в явно пониженных количествах. Рубидий и цезий характеризуются кларковыми содержаниями (0,10—0,15 % Rb_2O и 0,004—0,008 % Cs_2O).

Среднее содержание BeO в альбит-сподуменовых пегматитах составляет 0,025—0,040 %. В краевой кварц-альбитовой зоне бериллия больше, чем в центральной кварц-альбит-сподуменной. Характер распределения неравномерный. По падению содержание бериллия увеличивается или остается на одном уровне. Основная масса бериллия представлена бериллом, образующим мелкие неправильной формы выделения размером 5—20 мм. В пегматитах, залегающих среди мраморов, появляется значительное количество гельвина. Запасы BeO в месторождениях подобного типа достигают нескольких десятков тысяч тонн.

Содержание олова в альбит-сподуменовых пегматитах достигает 0,07 %, а запасы — 10 тыс. т и более.

Несмотря на сравнительно низкое содержание бериллия, тантала и олова, запасы этих металлов в месторождениях данного типа значительны, а для бериллия и тантала соизмеримы с масштабами ряда редкометальных месторождений новых типов. Таким образом, альбит-сподуменные пегматиты — крупные комплексные месторождения.

Альбит-лепидолитовые пегматиты с танталатами

Пегматиты данного типа встречены лишь в нескольких пегматитовых полях позднефанерозойского возраста (Афганистан, СССР). Альбит-лепидолитовые пегматиты залегают в метаморфических породах на наибольшем удалении от материнских гранитов, иногда вместе с альбит-сподуменными пегматитами. Форма тел типично жилная; длина жил не превышает первых сотен метров, мощность составляет 0,5—3 м.

Зональность практически отсутствует. Жилы в основном слагаются зернистым кварцем (30—40 %), альбитом (до 45 %) и лепидолитом (10—17 %). Присутствуют микроклин (не более 10 %), сподумен, турмалин (розовый, сине-черный, белый, зеленый), мусковит, гранат, апатит; встречаются берилл, поллуцит, танталит, микролит, касситерит и другие минералы.

Практического значения альбит-лепидолитовые пегматиты не имеют из-за мелких размеров. От промышленных тел сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов отличаются отсутствием зональности. Кроме того, лепидолит в альбит-лепидолитовых пегматитах рассеян в кварце и альбите и образует мелко-среднезернистый лепидолит-кварц-альбитовый агрегат, а в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах формирует анхимономинеральные гнезда и линзы.

Прогнозные и поисково-оценочные факторы

1. В пегматитовых месторождениях заключена основная масса всех мировых эндогенных запасов лития и цезия, более половины запасов бериллия, более трети запасов тантала, значительная доля рубидия. При этом 70 % лития приходится на альбит-сподуменные пегматиты, а все запасы рубидия и цезия — на сподумен-микроклин-альбитовые.

2. Основная масса пегматитовых запасов редких элементов содержится в месторождениях, расположенных в пределах древних платформ и докембрийских срединных массивов (табл. 30), хотя количество пегматитов фанерозойского возраста больше, чем докембрийского.

Таблица 30

Распределение (в %) мировых пегматитовых запасов редких элементов по геотектоническим поясам и платформам

Геотектонические структуры (пояса и платформы)	Li	Rb	Cs	Be	Ta	Nb
Геосинклинальные области фанерозоя	23,2	1,2	5,8	28,1	22,3	21,0
Докембрийские платформы и срединные массивы	76,8	98,8	94,2	71,9	77,7	79,0
Платформы Лавразии	50,8	22,6	58,3	26,8	29,9	31,6
Внутренние платформы и глыбы пояса Тетис	2,8	—	—	2,1	1,7	0,0
Платформы Гондваны	23,2	76,2	35,9	43,0	46,1	47,4
Южно-Американская	1,8	0,6	20,8	28,8	20,6	21,1
Африканская	19,1	74,4	33,9	9,6	23,5	26,3
Индийская	0,6	0,6	0,4	3,2	1,4	0,0
Австралийская	1,7	0,6	0,8	1,4	0,6	0,0

3. Древние пегматиты явно крупнее, а зачастую и богаче редкими элементами по сравнению с молодыми.

4. Докембрийские месторождения, по данным мировой практики, содержат от 73 до 92 % всех пегматитовых запасов Li, Rb, Cs, Be, Ta; палеозойские — 12—23 %, а мезо-кайнозойские — лишь 1—5 %.

5. Самые крупные запасы лития приходятся на позднерифейскую, раннепротерозойскую и раннерифейскую эпохи (табл. 31). Основная масса запасов рубидия и цезия сосредоточена в месторождениях архейской и раннерифейской эпох. Наибольшие запасы бериллия локализованы в месторождениях позднерифейской, архейской и раннепротерозойской эпох.

Таблица 31

Распределение мировых пегматитовых запасов редких элементов по минерагеническим эпохам

Минерагеническая эпоха	Возраст, млн. лет	Запасы, %			
		Li	Rb	Cs	Be
Альпийская	100—0	2	0	0,7	4
Киммерийская	225—100	1	0	0,6	3
Герцинская	400—225	7,5	0,4	2,5	10
Каледонская	600—400	13	0,9	3,2	12
Позднерифейская	1000—600	3,5	0	1,2	19
Раннерифейская	1600—1000	18	20	14,5	12
Среднепротерозойская	1800—1600	9	0	1,3	7
Раннепротерозойская	2500—1800	22	4,7	5	16
Позднерифейская	3000—2500	24	55	74	17

Таблица 32

Распределение мировых промышленных месторождений пегматитов различных парагенетических типов по минерагеническим эпохам

Минерагеническая эпоха	Месторождения пегматитов				
	микроклиновых	микроклин-альбитовых	сподумен-микроклин-альбитовых	альбитовых	альбит-сподуменных
Альпийская	++	++	—	+	+++
Киммерийская	++	++	+	++	+++
Герцинская	+++	+++	++	++	++
Каледонская	++	++	++	++	+++
Позднерифейская	+++	+++	+	++	—
Раннерифейская	+++	+++	+++	++	++
Среднепротерозойская	—	—	+	++	+++
Раннепротерозойская	—	—	++	++	+++
Позднеархейская	—	—	++++	—	—

Примечание. Масштаб месторождений: ++++ уникальные, +++ крупные, ++ рядовые, + мелкие.

6. Наиболее крупные месторождения сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов образовывались в позднеархейскую эпоху, а альбит-сподуменных — на протяжении пяти эпох (табл. 32).

7. В пределах пегматитовых пучков с удалением от предполагаемого материнского очага и по мере перехода от нижних образований к верхним в «свите» жил последовательно сменяются: 1) безрудные пегматиты обычно гранитной структуры; 2) микроклиновые пегматиты с бериллом; 3) микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и танталит-колумбитом; 4) сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом, танталатами, литиевыми минералами (сподуменом, петалитом, лепидолитом) и поллуцитом; 5) альбитовые пегматиты с бериллом, танталит-колумбитом, сподуменом и касситеритом; 6) альбит-сподуменные пегматиты с бериллом, колумбитом и касситеритом; 7) кварцевые жилы, иногда с бериллом и касситеритом.

8. Основная масса запасов редких металлов связана с альбитовыми и альбитсодержащими зонами, меньшая часть — со слюдяными зонами, совершенно незначительная доля — с существенно микроклиновыми зонами. Лишь берилл в виде крупнопризматических кристаллов, развитых в блоковой кварц-микроклиновой зоне, парагенетически связан с микроклином I. Разные альбитовые и слюдяные зоны, расположенные в различных участках пегматитового тела и в различных типах пегматитов, характеризуются наличием совершенно различных редких элементов, неодинаковой их концентрацией и разными редкометалльными минералами [35, 36].

9. Следует различать два рода вертикальной зональности. Зональность первого рода образуется, когда в результате выклинивания зон с глубиной парагенетический тип пегматита остается неизменным. Очердность исчезновения зон с глубиной совпадает, как правило, с порядком их смены от центра жилы к альбандам.

При зональности первого рода протяженность разных рудных зон характеризуется определенными глубинами и зависит главным образом от парагенетического типа. В микроклиновых пегматитах единственная рудная (блоковая) зона редко прослеживается на глубину свыше 30 м. В микроклин-альбитовых пегматитах большинство рудных зон протягивается по падению на 100—200 м, а в сподумен-микроклин-альбитовых — до нескольких сотен метров. В альбитовых пегматитах основные зоны достигают глубины 100 м и более, несмотря на обычно небольшие размеры жил; в альбит-сподуменовых пегматитах протяженность зон по падению, как правило, сотни метров. В пределах одного и того же типа пегматитов оруденелые зоны протягиваются на большую глубину у жил с пологим залеганием.

Вертикальная зональность второго рода образуется, когда на глубине один тип пегматита переходит в другой. В природе наблюдается лишь обратная вертикальная зональность второго рода, когда более ранний тип пегматита с глубиной сменяется более поздними. Встречаются переходы микроклинового пегматита в микроклин-альбитовый, а последнего — в сподумен-микроклин-альбитовый, альбитовый или альбит-сподуменовый.

10. На вскрытие эрозией средней или верхней частей жил указывают следующие факторы:

присутствие отчетливо выраженного кварцевого ядра, мономинеральной зоны блокового микроклина I (или II) и особенно зоны чешуйчатого мусковита или лепидолита:

отчетливая зональность, т. е. хорошая выдержанность зон и наличие резких границ между ними;

отсутствие ранних и широкое развитие поздних зон;

слабая альбитизация микроклиновых пегматитов;

повышенная (по сравнению со средним для промышленных жил данной провинции) величина отношений валовых содержаний Ta/Nb, Cs/K, Rb/K, Tl/K, Cs/Rb и др.

11. Содержание ниобия и лития в рудных зонах с глубиной возрастает или остается постоянным, содержание тантала и цезия всегда уменьшается. Содержание бериллия по падению жил практически не изменяется во внешних зонах (расположенных до зоны блокового микроклина I) и обычно уменьшается во внутренних зонах (расположенных после зоны блокового микроклина I).

12. Наиболее богатые жилы пространственно тесно связаны с амфиболсодержащими породами.

Практическое значение

Редкометалльная промышленность выросла на базе месторождений пегматитов. В настоящее время из пегматитов во всем мире добывается большая часть многих редких металлов. В будущем, однако, первенство по добыче бериллия перейдет к метасоматитам, тантала — к щелочным месторождениям, редких щелочных металлов — к природным минерализованным водам и попутно добываемым слюдам. Тем не менее большое практическое значение гранитных пегматитов сохранится благодаря возрастающему развитию производства высококачественной керамики, ситаллов и специальных стекол, получение которых невозможно без использования литиевых (лепидолит, петалит, эвкрипит, сподумен) и породообразующих минералов пегматитового генезиса. Попутно будут добываться и все остальные редкометалльные минералы.

Редкометалльные грейзены

Циннвальдитовые грейзены

Месторождения циннвальдитовых грейзенов известны в ЧССР, ГДР, ПНР, Франции, КНДР, КНР и других странах. Все месторождения разрабатывались и изучались благодаря присутствию в них олова, т. е. это — типичные грейзеновые месторождения олова. Циннвальдит и содержащиеся в нем редкие щелочные металлы использовались лишь в качестве попутного компонента и всегда добывались в очень небольших количествах.

Месторождения обычно связаны с герцинскими, реже с киммерийскими гранитами, причем структурно всегда тяготеют к их куполам или спателитам, располагаясь как в самих материнских гранитах, так и в их экзоконтакте.

Форма интрузивных рудных тел обычно неправильная: жиллообразные залежи, минерализованные зоны и штокверки. Тела грейзенов располагаются либо полого, грубо согласуясь с формой купола материнских гранитов, либо грубо перпендикулярно купольной поверхности, а иногда образуют сетку взаимно пересекающихся трещин с изменчивыми элементами залегания.

Пологопадающие рудные тела обычно крупные и достигают нескольких сотен метров в длину при мощности до 20 м. Крутопадающие тела и тела с невыдержанными элементами залегания имеют обычно значительно меньшие размеры. Глубина распространения оруденения достигает нескольких сотен метров. На ряде месторождений грейзены перемежаются с альбититами.

Рудные тела сложены кварцем (до 70 %), слюдой (до 30 %) и топазом. Постоянно присутствуют флюорит, полевые шпаты, серицит, каолинит, касситерит, вольфрамит; реже — гематит, карбонаты, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, станнин; иногда встречаются минералы висмута, тантала и ниобия. Соотношение главных минералов варьирует; в зависимости от минерального состава различают кварц-циннвальдитовые, топазовые, циннвальдитовые, кварц-топаз-флюоритовые, топаз-циннвальдитовые и существенно кварцевые разности.

Циннвальдит образует крупные листоватые темноокрашенные кристаллы до 15 см в длину, часто нарастающие в виде сплошных щеток по периферии грейзеновых тел. Циннвальдит содержит около 4 % окиси лития, свыше 1 % окиси рубидия и несколько сотых долей процента окиси цезия (см. также с. 211, 212).

Редкометалльные слюдисто-флюоритовые метасоматиты

Полилитионит-флюоритовые метасоматиты

Метасоматиты данного типа известны в США и СССР. Они приурочены к вулкано-тектоническим депрессиям фанерозойского возраста и залегают в вулканогенно-осадочных углисто-карбонатно-глинистых породах, песчаниках, алевролитах и аргиллитах. Метасоматиты образуют линзообразные пологопадающие тела мощностью несколько метров и протяженностью в сотни метров. Рудные тела сложены литиевыми слюдами, карбонатами и флюоритом с примесью сульфидов цветных и малых металлов. Литиевые слюды представлены полилитионитом, в меньшей мере тайниолитом, литиевым фенгитом. В некоторых рудопроявлениях широко развит кукенит.

Литиевые слюды очень тонкозернисты, макроскопически не различаются и диагностируются только тонкими минералогическими и аналитическими методами.

В США выявлены месторождения с запасами до 1 млн. т окиси лития при содержании более 1 %. Такие месторождения представляют самостоятельный интерес. В тех же случаях, когда содержание окиси лития всего 0,1—0,4 %, руды могут перерабатываться комплексно с получением цемента и редких элементов.

Редкометалльные щелочные граниты

Полилитионит-рибекитовые щелочные граниты с колумбитом и цирконом

Микроклин-альбитовые граниты фанерозойского (в основном) возраста известны в Канаде, СССР и других странах. Рудные массивы выявлены только на древних платформах и докембрийских срединных массивах. Массивы имеют изометричную в плане форму и крутое залегание. Площадь оруденелых массивов достигает нескольких квадратных километров.

Граниты представлены лейкократовой массивной породой тонко- и мелкозернистой структуры и сложены кварцем, микроклином и альбитом с примесью мусковита, граната, апатита, а также сульфидов железа, свинца и цинка; встречаются рибекит, литиевые слюды, циркон, колумбит и пиррохлор.

Щелочные граниты представляют практическую ценность главным образом как крупные и высококомплексные месторождения тантала, ниобия, циркония, иттриевых земель. Кроме того, в единичных массивах самостоятельное промышленное значение приобретает литий в литиевых слюдах: полилитионите, циннвальдите, протолитионите. Наиболее распространен полилитионит, представленный мелкими (1 мм, редко до 5 мм длиной) тонкими чешуйками, неравномерно рассеянными в породе.

Несмотря на невысокое содержание лития (в среднем не более 0,05 %) в руде, попутное получение слюды флотацией при добыче тантала и ниобия может оказаться рентабельным.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ

Из магматогенных месторождений лития основное сырьевое значение имеют гранитные пегматиты (см. табл. 29). Практически половина всей мировой добычи лития приходится на эту же формацию (табл. 33, 34).

Из магматогенных месторождений криофиллит-амазонит-альбитовые граниты развиты только на древних платформах и докембрийских срединных массивах; редкометалльные пегматиты и связанные с ними метасоматиты встречаются как на платформах, так и в геосинклинальных областях фанерозоя, а лепидолит-микроклин-альбитовые граниты, олигоклаз-флогопитовые жилы, циннвальдитовые грейзены и мусковит-литионит-флюоритовые метасоматиты — только в геосинклинальных областях.

В целом месторождения лития на древних платформах богаче и значительно крупнее любых его месторождений в фанерозойских геосинклинальных областях (табл. 35). Если на платформах запасы окиси лития в магматогенных месторождениях достигают 900 тыс. т, то в геосинклинальных областях они не превышают 400 тыс. т, а чаще исчисляются десятками тысяч тонн. Среднее содер-

Таблица 33

Значение главных промышленных типов месторождений редких металлов в их мировых запасах и добыче

Промышленный тип месторождения	Обычное среднее содержание металла, %	Обычные запасы металла, тыс. т	Доля в мировых запасах металла, %	Доля в мировой добыче металла, %
Л и т и й				
Лепидолит-микроклин-альбитовые граниты	0,1—0,2	До 100	0,4	—
Криофиллит-амазонит-альбитовые граниты	0,1—0,3	До 50	1,0	—
Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты	0,2—0,5	50—200	15,3	10
Альбитовые пегматиты	0,2—0,5	10—50	1	1
Альбит-сподуменные пегматиты	0,6—0,7	100—400	25	38
Циннвальдитовые и другие грейзены	0,2—0,4	10n	1	1
Мусковит-литионит-флюоритовые метасоматиты	0,1—0,2	До 50	0,3	—
Углеродисто-карбонатно-глинистые сланцы	До 0,2	100n	0,3	—
Коры выветривания на нефелиновых сиенитах	0,1—0,2	До 50	0,3	—
Поверхностная рапа соляных озер	До 0,015	1000n	19	19
Межзернистая рапа соляных озер	До 0,015	100n	24,4	30
Термальные воды	До 0,0015	0,n—10n	9	1
Подземные высокоминерализованные воды	0,00n—0,04	10n	3	—
Р у б и д и й				
Лепидолит-микроклин-альбитовые граниты	0,1	10n	3	—
Криофиллит-амазонит-альбитовые граниты	0,1	До 25	3	—
Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом и поллуцитом	0,2—0,5	n—10n	5	65
Цезийбиотитовые околдегматитовые метасоматиты	0,1—0,2	10—50	1	—
Циннвальдитовые и другие грейзены	0,3—0,5	10n	5	5
Мусковит-литионит-флюоритовые метасоматиты	0,4—0,6	10n	2	—
Агпайтовые нефелиновые сиениты	0,00n—0,04	100n	19	—
Карналлиты	Около 0,01	100n	19	25
Термальные воды молодых вулканических областей	До 0,002	0,n	9	5
Поверхностная рапа соляных озер	До 0,006	1000n	31	—
Прочие	—	—	3	—

Промышленный тип месторождения	Обычное среднее содержание металла, %	Обычные запасы металла, тыс. т	Доля в мировых запасах металла, %	Доля в мировой добыче металла, %
Цезий				
Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с поллуцитом и лепидолитом	0,1—0,6	$n-10n$	45	95
Околопегматитовые цезий-биотитовые метасоматиты	0,2—0,4	$10n$	14	—
Олигоклаз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом	0,0 n	n	1,5	—
Кислые вулканические стекла	До 0,3	n	1,5	—
Термальные минерализованные воды	До 0,0015	0, n	35	3
Подземные рассолы	До 0,000 n	?	2	—
Прочие	—	—	1	2
Бериллий				
Гранитные пегматиты с бериллом	0,0 n —0,05	0,0 n — n	57	52
Бериллоносные грейзены	0,05—0,15	n	5	15
Монтмориллонит-халцедон-флюоритовые метасоматиты с фенакитом, бертрандитом, бехонитом и др.	0,15—0,5	5—50	28	15 (?)
Щелочные метасоматиты с гентгельвином, барилитом, лейкофаном и др.	0,1—0,2	До 5	2	—
Коры выветривания на пегматитах	0,002—0,15	0,0 n —0, n	1	3
Осадочно-вулканогенные образования с бехонитом и гельбертрандитом и их коры выветривания	0,1—0,2	До 50	7	15

Таблица 34

Распределение (оценка) мировых ресурсов (числитель) и добычи (знаменатель) редких металлов по редкометальным формациям (в %)

Редкометальная формация	Li	Rb	Cs	Be
Магматогенные месторождения в связи с кислыми породами				
Кислые редкометальные граниты	3,8	6	?	0
	0	0		0
Редкометальные пегматиты	38	5	40	47
	49	65	95	12

Редкометалльная формация	Li	Rb	Cs	Be
Метасоматиты в связи с редкометалльными пегматитами	$\frac{0,1}{0}$	$\frac{3}{0}$	$\frac{16}{0}$	$\frac{0}{0}$
Эпискарновые метасоматиты	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{2}{0}$
Редкометалльные грейзены	$\frac{1}{1}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{5}{10}$
Слюдисто-флюоритовые метасоматиты	$\frac{0,1}{0}$	$\frac{2}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{8}{0}$
Позднетермальные метасоматиты	$\frac{1}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{1}{0}$?
Кислые эффузивы	$\frac{0}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{0}{0}$
Итого	$\frac{44}{50}$	$\frac{21}{70}$	$\frac{60}{95}$	$\frac{62}{22}$

Магматогенные месторождения в связи с щелочными породами

Щелочные редкометалльные граниты	$\frac{2}{0}$	$\frac{2}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{0}{0}$
Бериллиеносные флюоритовые метасоматиты	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{20}{45}$
Щелочные метасоматиты вне видимой связи с интрузиями	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{7}{0}$
Бериллиеносные флюоритовые метасоматиты	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{20}{45}$
Щелочные метасоматиты вне видимой связи с интрузиями	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{7}{0}$
Редкометалльные фениты	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{1}{0}$
Нефелин-калишпатовые массивы	$\frac{0}{0}$	$\frac{25}{?}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{2}{0}$
Итого	$\frac{2}{0}$	$\frac{27}{0}$	$\frac{2}{0}$	$\frac{30}{45}$

Редкометалловая формация	Li	Rb	Cs	Be
Экзогенные месторождения				
Вулканогенно-осадочные месторождения	$\frac{0,7}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{7}{30}$
Хемогенно-осадочные месторождения	$\frac{0}{0}$	$\frac{25}{25}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$
Коры выветривания	$\frac{0,3}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{1}{3}$
Природные минерализованные воды	$\frac{53}{50}$	$\frac{25}{5}$	$\frac{37}{5}$	$\frac{0}{0}$
Итого	$\frac{54}{50}$	$\frac{52}{30}$	$\frac{38}{5}$	$\frac{8}{33}$
Всего	100	100	100	100

жание окиси лития в платформенных месторождениях всех типов изменяется от 0,2 до 1,5 %, причем наивысшая концентрация его характера для альбит-сподуменовых пегматитов, тогда как в геосинклинальных месторождениях варьирует от 0,1 до 0,8 %, при этом самых высоких значений достигает в цинквалдитовых грейзенах, а также в альбит-сподуменовых пегматитах.

Альбит-сподуменовые пегматиты на платформах по запасам лития обычно в два-три раза крупнее, чем в геосинклинальных областях, и в 1,2—1,5 раза богаче по содержанию металла. Масштабы месторождений сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов, расположенных на платформах (Бикита, Карибиб, Монт-

Таблица 35

Максимальные средние содержания и запасы редких металлов в месторождениях мира на древних платформах (I) и в геосинклинальных областях фанерозоя (II)

Редкие металлы	Содержание, %		Запасы, тыс. т	
	I	II	I	II
Li	0,7	0,4	450	200
Rb	0,5	0,5	600	100
Cs	0,6	0,3	65	5
Be	0,5	0,15	50	10
Sr	1,0	10,0	10 000	50

Таблица 36

Распределение (в %) мировых запасов редких металлов эндогенных месторождений по главным геотектоническим структурам земного шара

Геотектонические структуры	Li	Rb	Cs	Be	Sr
Геосинклинальные области фанерозоя	24	18	10	31	—
Докембрийские платформы и срединные массивы	76	82	90	69	100
Платформы Лавразии	50	53	56	36	90
Платформы и массивы пояса Тетис	9,5	17	1	10	10
Платформы Гондваны	16,5	12	33	23	—
Южно-Американская	1,5	0,1	0,8	15	—
Африканская	13	11,7	31	5,5	—
Индийская	0,5	0,1	0,4	1,7	—
Австралийская	1,5	0,1	0,8	0,8	—

тари и др.), в десятки раз превышают запасы лития самых крупных геосинклинальных месторождений этого типа.

В платформенных месторождениях лития заключено 76 % его мировых эндогенных запасов, в геосинклинальных — только 24 %. Почти две трети всех эндогенных платформенных запасов приходится на Лавразийский геотектонический пояс, около трети — на Гондвану, а на пояс Тетис остается меньше десятой доли. Из платформ больше половины мировых эндогенных запасов лития сосредоточено на Северо-Американской и Африканской (табл. 36).

Основная масса магматогенных запасов лития (73 %) заключена в докембрийских месторождениях, в основном за счет пегматитов (табл. 37, 38).

Запасы лития известны во всех минерагенических эпохах. Основная масса его запасов приходится на четыре самые ранние эпохи: от позднеархейской до раннерифейской (табл. 39). Однако с учетом длительности эпох наивысшей интенсивностью литиевого оруденения характеризуются фанерозойские эпохи.

В метаморфогенных месторождениях промышленных концентраций лития не установлено. Зато в экзогенных месторождениях заключено 54 % всех мировых запасов этого металла.

Таблица 37

Распределение (в %) мировых эндогенных запасов редких элементов по геологическим эрам

Возраст	Li	Rb	Cs	Be	Sr
Докембрий	73	17	90	50	—
Палеозой	19	67	6	22	99
Мезозой	8	16	4	15	1
Кайнозой	—	—	—	13	—

Таблица 38

Распределение редкометалльных формаций по минерагеническим эпохам

Редкометалльная формация	Минерагеническая эпоха								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Месторождения в связи с кислыми породами									
Кислые редкометалльные граниты						+	(+)	+	
Гранитные пегматиты	+	+	+	+	+	(+)	+	+	+
Метасоматиты в связи с пегматитами				+					
Эпискарновые метасоматиты				+	(+)	?	+		
Редкометалльные грейзены							+		
Слюдисто-флюоритовые метасоматиты				+	(+)	(+)	+	(+)	
Позднетермальные метасоматиты							+	+	(+)
Кислые эффузивы								+	(+)

Месторождения в связи с щелочными породами

Щелочные редкометалльные граниты				+	(+)	+	(+)	+	
Бериллиево-слюдистые флюоритовые метасоматиты							+	+	+
Метасоматиты вне видимой связи с интрузиями					+				
Нефелин-калишпатовые массивы							+		
Фениты					+			?	

Примечание. Минерагенические эпохи: I — позднерейская, II — раннепротерозойская, III — среднепротерозойская, IV — раннерейская, V — позднерейская, VI — каледонская, VII — герцинская, VIII — киммерийская, IX — альпийская.

Литий образует промышленные концентрации в трех формациях экзогенного цикла: вулканогенно-осадочных образованиях, корах выветривания на нефелиновых сиенитах и в природных высокоминерализованных водах (табл. 40). В высокоминерализованных водах наибольшие запасы его заключены в погребенной и межзернистой рапе (типа рап озер Серлз и Сильвер-Пик в США) и поверхностной рапе соленых озер (типа Большого Соленого озера в США и Мертвого моря). Значительны запасы лития и в высокотермальных азотнокислых, обычно самозливающих водах молодых вулканических регионов (Япония, Новая Зеландия и др.). Запасы лития в подземных глубокозалегающих высокоминерализованных водах и рассолах неисчерпаемы. Однако в отличие от других типов природных минерализованных вод, разработка которых не вызывает затруднений благодаря самоизливу или залеганию на поверхности (либо близ поверхности), добыча глубокозалегающих рассолов технически затруднена из-за засоления скважин, отсутствия удобных мест для сброса отработанных рассолов

Таблица 39

Распределение мировых эндогенных запасов редких металлов по минерагеническим эпохам

Минерагеническая эпоха	Запасы, %			
	Li	Rb	Cs	Be
Альпийская	4	—	—	13
Киммерийская	4	15	4	15
Герцинская	7	66	4	14
Каледонская	12	1	2	8
Позднерифейская	3,5	0	1	20
Раннерифейская	24	7	36	7
Среднепротерозойская	1,5	0	1	4
Раннепротерозойская	21	2	4	9
Позднеархейская	23	9	48	10

Таблица 40

Распределение мировых запасов редких металлов по формациям и парагенетическим типам экзогенных месторождений

Формация и тип месторождения	Запасы, %			
	Li	Rb	Cs	Be
Вулканогенно-осадочные	1	1,5	3	95
Хемогенно-осадочные	—	30	—	—
Коры выветривания	1	—	0	5
на пегматитах	0	—	—	5
на щелочных сиенитах	1	—	—	—
Природные минерализованные воды	98	68,5	97	—
геотермальные хлоридные кальцево-натриевые и хлоридные кальцево-натриевые воды с цезием, рубидием и литием в областях современного вулканизма	15	14	82	—
углекислые хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные кальцево-натриевые воды с редкими щелочными металлами в альпийских горноскладчатых областях	2	1	10	2
глубокозалегающие пластовые хлоридные существенно натриевые, кальциевые и магниевые рассолы	6	1	5	—
неглубоко погребенная хлоридная натриевая рапа с литием	41	2,5	—	—
поверхностная хлоридно-сульфатная натриево-магниевая рапа с литием	26	—	—	—
поверхностная хлоридная натриево-магниевая рапа с литием и рубидием	8	50	—	—

и т. д. Поэтому пока запасы рессолов учтены лишь в немногих районах мира, где наблюдается их самоизлив или имеются благоприятные условия отработки.

Среднее содержание окиси лития в природных минерализованных водах, представляющих практический интерес, изменяется от 0,002 до 0,08 % (20—800 мг/л). И хотя такое содержание в десятки и сотни раз ниже, чем в магматогенных месторождениях, получение лития из вод дешевле, чем из твердых руд, так как в водах металл находится в готовой для извлечения форме, не требуется затрат на добычу воды и ее транспортировку, и вместе с редкими элементами одновременно получается большой комплекс других полезных компонентов.

Среднее содержание лития в экзогенных месторождениях, представленных корами выветривания на щелочных сиенитах и органогенно-карбонатно-глинистыми отложениями, составляет первые десятые доли процента и в общем ниже, чем в магматогенных месторождениях.

Почти половина экзогенных запасов лития приходится на Северную Америку, треть — на Азию, 14 % — на Южную Америку и 4 % — на Европу. В Африке и Австралии месторождения отсутствуют. Известны небольшие запасы лития в термальных водах Новой Зеландии.

Таким образом, для минерации лития характерно:

(1) широкое развитие как в эндогенном, так и экзогенном процессах рудообразования;

2) связь промышленных месторождений в эндогенном процессе главным образом с кислыми породами;

3) сосредоточение основной массы эндогенных запасов в пределах одной формации — редкометалльных пегматитов, а основной массы экзогенных мировых запасов тоже в пределах одной формации — природных высокоминерализованных водах. Следовательно, минерационно-литий — металл пегматитов и природных высокоминерализованных вод.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ, ПОИСКИ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Прогнозирование

Факторы прогнозирования. Факторы общего характера изложены при характеристике количественной минерации. Факторы прогнозирования месторождений того или иного типа см. при описании парагенетических типов.

Прогнозно-металлогенические карты на редкие металлы не имеют специфических особенностей составления. Для их построения используются стандартные принципы, общие для всех полезных ископаемых.

Прогнозные ресурсы. В отличие от запасов прогнозные ресурсы включают в себя ту часть минерально-сырьевого потенциала данного месторождения (рудного поля, пояса, провинции), наличие которой предполагается (прогнозируется) на основании тех или иных геологических данных. Прямые свидетельства о наличии прогнозных ресурсов геологу не известны. В порядке исключения к прогнозным ресурсам могут относиться выявленные месторождения новых типов руд, не имеющих близких аналогов в современной технологии обогащения.

В отличие от запасов, категории которых показывают степень их изученности и достоверности, категории P_1 , P_2 , P_3 прогнозных ресурсов не несут этой информации.

Прогнозные ресурсы P_1 — ресурсы разведанных и разведываемых месторождений, а также новых месторождений, на которых проведены поисково-оценочные работы. Эти ресурсы определяют возможность прироста запасов за счет увеличения тел полезных ископаемых за контуры подсчета запасов по категории C_2 или возможного дополнительного выявления на месторождении новых рудных тел. Обоснованием ресурсов этой категории служат представления о парагенетическом типе месторождения, его генезисе, геологическая экстраполяция имеющихся по более изученной части месторождения данных о форме и строении тел полезных ископаемых, его качестве (концентрации полезных компонентов), структурно-тектонических особенностях, литологических и стратиграфических предпосылках, определяющих площади и глубины распределения промышленной рудоносности.

Ресурсы категории P_1 должны служить надежно подготовленным геологическим резервом для обоснованного выбора объектов предварительной разведки и пообъектного планирования прироста запасов категории C_2 .

Практическое прогнозирование редкометалльных месторождений и количественное определение их прогнозных ресурсов осуществляется с использованием и на базе прогнозных и поисково-оценочных критериев, которые были охарактеризованы выше, при описании отдельных парагенетических типов месторождений и минерации.

Прогнозные ресурсы категории P_1 — это те запасы, которые составляют разницу между полными геологическими запасами данного месторождения и его известными запасами. Блоки запасов категории C_2 по существующей традиции опираются на единичные скважины или геометризуются различными формальными способами (оконтуриваются в виде полотна или треугольника), что далеко не совпадает с фактической формой и размерами рудного тела. Разница между запасами в фактических контурах рудных тел и их запасами в подсчетном контуре и составляет прогнозные ресурсы категории P_1 . При этом форма и размеры рудных тел определяются по геологическим соображениям, но вместе с тем могут быть использованы и данные геофизики, геохимии и различные эмпирические закономерности геологического строения месторождения.

Геологические запасы могут быть увеличены в будущем благодаря понижению кондиций сырья (за счет его комплексного использования или за счет роста масштабов горно-рудных предприятий). В этом случае разница между геологическими и подсчитанными запасами тоже входит в прогнозные ресурсы категории P_1 .

Прогнозные ресурсы P_2 — ресурсы новых месторождений, наличие которых основывается на положительной оценке выявленных при общих и детальных поисках и при геологической съемке масштаба 1:50 000 проявлений полезного ископаемого, а также геофизических и геохимических аномалий, природа и возможная перспективность которых установлена вскрытием в единичных выработках. Для оценки масштабов предполагаемых месторождений, суждений о форме и размерах тел полезного ископаемого, его качестве используется аналогия с известными месторождениями того же промышленно-парагенетического типа.

Количественное определение прогнозных ресурсов категории P_2 возможно путем экстраполяции запасов детально изученных участков поля (пояса, провинции) с разведанными месторождениями на участки того же поля, менее изученные, но имеющие благоприятные предпосылки для выявления новых место-

рождений аналогичного типа. В этом случае важно четко оконтурить перспективные площади и надежно обосновать рациональный коэффициент рудоносности, т. е. определить надежность прогнозного участка. При этом необходимо использовать результаты шлихового опробования, данные металлотрии, литогеохимии, геофизических исследований, крупномасштабного картирования, картировочного бурения, а также комплекса поисково-оценочных и прогнозных критериев на данный тип оруденения.

Прогнозные ресурсы P_3 могут быть также определены количественно. Для этого можно использовать принцип аналогии с применением коэффициента надежности (или рудоносности), т. е. прогнозные ресурсы прогнозируемого пояса (поля) можно принять равными (или для надежности уменьшенными в 1,5—3 раза) разведанным запасам хорошо изученного пояса такой же площади, если геологическое строение обоих поясов сходно. В тех случаях, когда на новой площади в естественных или искусственных обнажениях встречена руда, выявлены геохимические или геофизические аномалии, которые позволяют квалифицированно определить парагенетический тип будущего месторождения, можно за прогнозные запасы принимать обычные параметры этого типа (уменьшенные для надежности в 1,5—3 раза).

Поиски

Поисковые признаки. (См. разделы «Парагенетические типы месторождений» и «Количественная минерагения»).

Методы поисков. Наряду со стандартными геолого-минералогическими (в частности, шлиховым) методами поисков, применяемыми при поисковых работах на твердые полезные ископаемые, эффективно использование геофизических и геохимических методов.

Шлиховой метод применяется при средне- и крупномасштабных поисках. Поскольку плотность минералов редких щелочных элементов и бериллия ($2,7—3,1$ г/см³) лишь незначительно превосходит плотность главных породообразующих минералов (кварца и полевых шпатов), то их накопление возможно только в сером шлихе. Поэтому при прямых поисках редкометалльных минералов промывка проб осуществляется только до серого шлиха, который проще всего сначала проанализировать спектрально, а затем уже пробы с повышенным содержанием редких элементов подвергать стандартному минералогическому анализу. В сером шлихе могут накапливаться сподумен, амблигонит, поллуцит, берилл, литиевые слюды, а вблизи гидротермальных месторождений бериллия также и флюорит. Редкометалльные минералы обладают высокой твердостью (кроме слюд), большой вязкостью (кроме хрупкого сподумена), крупными размерами и поэтому могут достаточно далеко (на километры) транспортироваться от коренных выходов, что значительно увеличивает поисковую мишень месторождения.

Не менее эффективно применение шлихового метода с получением черного шлиха, поскольку в нем накапливаются разнообразные тантало-ниобаты и касситерит, всегда сопровождающие минералы лития и цезия, а в окрестностях гидротермальных месторождений бериллия — флюорит.

При поисках редкометалльных гранитов хорошие результаты дает применение гравиметрии, а щелочных редкометалльных гранитов, обладающих повышенной радиоактивностью, — также гамма-съемка: аэро-, автомо- и пешеходные

гамма-поиски и гамма-съемки, а также измерения в шпурах, скважинах, на обнажениях и образцах с использованием специальной аппаратуры.

Более широкий диапазон месторождений, т. е. фактически все эндогенные их типы, поддаются опoискованию с применением геохимических методов: литохимических (по первичным и вторичным ореолам), гидрохимических, биогеохимических.

Оценка месторождений

Перспективная оценка

Основной метод перспективной оценки. Поисковый этап должен логически завершаться выявлением редкометалльных рудопроявлений, оценкой перспектив их рудоносности и выбором наиболее перспективных объектов для постановки на них предварительной разведки.

В основе перспективной оценки выявленного рудопроявления лежит правильное определение его парагенетического типа. Поскольку месторождения каждого парагенетического типа обладают определенным набором промышленно ценных редких элементов, определенным уровнем их максимального содержания и максимально возможными запасами (см. табл. 29, 81), то отнесение рудопроявления к тому или иному парагенетическому типу сразу позволяет определить общие перспективы его геологической ценности. Среди рудопроявлений каждого типа могут быть как промышленные месторождения, так и самые мелкие, не представляющие промышленного интереса. Установление парагенетического типа позволяет лишь определить возможный набор полезных компонентов и их максимально возможный уровень содержания и запасов. В меньшую сторону параметры данного рудопроявления могут отклоняться даже до нулевых значений. Определение типа — первая стадия перспективной оценки. Второй, не менее ответственной стадией перспективной оценки является определение близости параметров данного рудопроявления к максимально возможному, характерным для данного типа. Эта стадия оценки выполняется с привлечением всего обширного арсенала оценочных критериев, которые изложены выше при характеристике каждого парагенетического типа.

Для правильного определения парагенетического типа рудопроявления в большинстве случаев достаточно единичных естественных или искусственных обнажений или даже элювиальных развалов. Геологу, имеющему большой опыт поисков редкометалльных месторождений (например, пегматитов) в пределах данной провинции, иногда достаточно нескольких образцов для безошибочного определения парагенетического типа. В тех случаях, когда осмотр обнажений (или даже образцов) указывает на непромышленный тип месторождения (например, микроклиновый пегматит), этого вполне достаточно, чтобы правильно дать отрицательную оценку рудопроявления.

В условиях поисков в пределах экономически неосвоенных регионов или труднодоступных областей нашей страны единичных обнажений достаточно и для отрицательной оценки рудопроявлений тех парагенетических типов, месторождения которых никогда не бывают крупными (например, альбитовые пегматиты) или богатыми (например, метасоматиты, связанные с щелочными гранитами, лепидолит-микроклин-альбитовые граниты и др.).

Для положительной оценки крупных и богатых месторождений необходимо иметь более уверенное представление о размерах данного рудопроявления. Например, для правильной оценки рудопроявления щелочных гранитов с полилитнионитом надо быть уверенным, что их выходы занимают достаточно большую площадь (не менее 0,5—1 км²), а для этого уже нужны десятки обнажений.

Перспективные рудопроявления подвергаются предварительному опробованию. При опробовании применяются наиболее простые методы: точечный по сетке или пунктирная борозда. В некоторых случаях возможен отбор даже штучных проб, когда характер распределения оруденения равномерный или неравномерный.

Геохимический метод перспективной оценки хорошо изучен в применении к гранитным пегматитам. Метод может быть очень эффективным как в условиях хорошей обнаженности, если из десятков и сотен вскрытых эрозией пегматитовых тел надо быстро и объективно выбрать наиболее перспективные для постановки на них геологоразведочных работ, так и в закрытых районах, когда по отдельным скальным выходам, развалам и высыпкам пегматитового материала необходимо определить, с какой формацией или парагенетическим типом пегматитов мы имеем дело.

По анализам редких элементов-примесей в распространенных минералах пегматитов можно с достаточной надежностью определять как формации пегматитов (слюдоносные, редкометалльные, редкоземельные), так и парагенетический тип в формации редкометалльных пегматитов.

Как видно из табл. 41, слюдоносные пегматиты четко отличаются от редкометалльных по содержанию редких щелочных элементов в микроклине и мусковите. Наиболее однозначно в обоих минералах использование лития и рубидия, содержание которых в микроклинах и мусковитах редкометалльных пегматитов примерно на порядок выше, чем в тех же минералах слюдоносных пегматитов. Использование содержания цезия менее надежно, так как их значения частично перекрываются.

В поясах развития собственно редкометалльных и редкоземельных пегматитов наиболее удобно употреблять берилл, в котором содержание не только редких щелочных элементов, но и таллия различно в разных формациях (табл. 42). Наи-

Таблица 41

Редкие элементы в микроклине и мусковите из слюдоносных и редкометалльных пегматитов

Пегматиты	Содержание, г/т			Rb/Cs	K/Rb	K/Cs
	Li	Rb	Cs			
Микроклин						
Слюдоносные	1—5	200—480	20—60	8	400	3180
Редкометалльные	5—200	1160—7200	30—1250	13	32	480
Мусковит						
Слюдоносные	40—200	300—1300	10—140	16	132	2080
Редкометалльные	1500—6780	2000—6400	60—1250	11	22	240

Таблица 42

Содержание (в г/т) редких элементов в бериллах из редкоземельных и редкометалльных пегматитов

Металл	Пегматиты	
	редкоземельные	редкометалльные
Li	40—90	460—4740
Rb	50—90	60—850
Cs	140—450	200—8600
Tl	< 3—3	3—25

более надежно в этом случае использовать содержания таллия и лития, так как содержания рубидия и цезия хотя и незначительно, но перекрываются.

Не менее эффективно содержание элементов-примесей можно использовать для определения парагенетического типа пегматитов в пределах той или иной провинции. Как видно из табл. 43, содержания рубидия и цезия в блоковом микроклине из разных типов пегматитов одной провинции закономерно уменьшаются по мере перехода от сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов к альбитовым и альбит-сподуменовым, что полностью соответствует уменьшению в этом же направлении валового содержания рубидия и цезия в самих пегматитах. От сподумен-микроклин-альбитовых к альбитовым и альбит-сподуменовым пегматитам резко увеличиваются средние значения отношений Rb/Cs, K/Rb и K/Cs. По значению отношения этих элементов (особенно K/Cs, так как оно характеризуется наивысшей контрастностью) можно также определять парагенетический тип пегматита, но в большинстве случаев надежнее и удобнее сравнивать пегматиты по абсолютным содержаниям редких металлов в минералах. Особенно отчетливо парагенетические типы различаются по содержаниям в микроклине цезия. Так, например, в характерных представителях различных типов пегматитов одной из изученных провинций установлено строго симбатное изменение содержания этого элемента в микроклине и валового содержания в жиле.

В сравнении должны участвовать лишь образцы минерала одной и той же генерации, т. е. из одной и той же зоны. По микроклину, например, удобнее всего сравнивать образцы, отобранные из блоковых зон, так как микроклин из внешних зон богатых цезием сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов может оказаться беднее цезием, чем блоковый микроклин альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитов, не содержащих поллуцита.

Прежде чем использовать предложенный метод для поисков или перспективной оценки, необходимо для данной рудной провинции (пояса, поля) проанализировать 15—25 образцов того или иного минерала по каждому парагенетическому типу, чтобы получить надежные крайние пределы колебаний содержания элементов и выявить из числа последних наиболее информативные и контрастные.

Определение парагенетического типа по анализам минералов удобно проводить лишь когда рудопроявления обладают сравнительной крупнозернистостью своих минералов. В тех типах месторождений, которые характеризуются тонкозернистостью руд (редкометалльные граниты, метасоматиты и др.), отбор мономинеральных фракций требует больших затрат времени, и поэтому использова-

Таблица 43

Содержание рубидия и цезия в микроклине из пегматитов различных типов

Пегматиты	Зоны (в последовательности их расположения от зальбандов к центру жил)	Число проб	Содержание, %		Rb/Cs	K/Rb	K/Cs
			Rb	Cs			
Альбит-сподуменовые	Блокового микроклина	4	0,27—0,46 (0,37)	0,005—0,027 (0,018)	21	27	556
Альбитовые	То же	6	0,35—0,64 (0,47)	0,014—0,040 (0,023)	20	21	435
Микроклин-альбитовые	Неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая	4	0,16—0,60 (0,36)	0,016—0,045 (0,031)	12	28	322
	Апографическая кварц-альбит-микроклиновая	6	0,35—1,40 (0,91)	0,058—0,160 (0,097)	9	11	103
	Блокового микроклина	8	0,35—2,81 (1,07)	0,055—0,230 (1,133)	8	9	75

Примечания. 1. В скобках указаны средние содержания. 2. Содержание калия условно принято равным 10 % во всех пробах, так как изменения его содержания незначительны и не могут существенно сказаться на величине отношений K/Rb и K/Cs.

ние данного метода затруднено. В таких случаях удобнее использовать другой метод — изучение элементного состава рудопроявлений по геохимическим пробам.

Геохимические пробы отбираются точечным способом по конверту из коренных обнажений, шурфов, канав, расчисток. При невозможности отбора проб из коренных обнажений можно использовать развалы, курумник, высыпки и др. Масса пробы составляет 0,25—1 кг в зависимости от степени изменчивости минерального состава и распределения компонентов предполагаемого типа оруденения. Число проб по эталонным объектам должно быть не меньше 20—25, а оцениваемые объекты могут быть опробованы единичными пробами.

После истирания и сокращения пробы анализируются спектральным количественным методом на весь возможный набор элементов, а также на Li, Rb, Cs, Sr, Ba методом пламенной фотометрии и желательно на Ta, Nb, Hf, Zr, Y, лантаноиды, U, Th ядерно-физическими методами.

Из всех анализов проб по объекту рассчитывается среднее содержание элементов. Для сопоставления объектов между собой и с эталонным объектом элементы выстраиваются в концентрационный ряд по убыванию их относительного накопления. Около индекса элемента (слева от него) в таких рядах пишется коэффициент концентрации для более точного сопоставления рядов. Относительное накопление (коэффициент концентрации) элемента определяется делением его содержания в опробованном объекте на кларк для гранитов, щелочно-ультраосновных и других пород или, в крайнем случае, на кларк для земной коры.

Наличие в начале концентрационного ряда (первые десять элементов слева) тех же элементов, что и в эталонном ряду свидетельствует о том, что опробованные объекты относятся к тому же парагенетическому типу. Степень близости его к эталону определяется по степени совпадения порядка расположения элементов в сравниваемом и эталонном рядах, а также близостью коэффициентов концентрации.

Казалось бы, при поисках и перспективной оценке редкометалльных месторождений гораздо проще судить о парагенетическом типе по абсолютному содержанию искомого редкого элемента. Однако при наличии всего лишь единичных проб по объекту и неравномерном характере распределения редкого элемента его содержания могут оказаться небольшими даже в промышленном объекте, что приведет к ошибке в оценке. Использование же содержаний нескольких десятков элементов даже в единичных пробах повышает надежность определения парагенетического типа, а следовательно, и достоверность оценки перспектив данного рудопроявления.

Группировка месторождений по размеру запасов и богатству руд. Месторождения по размеру запасов группируются исходя из объемов существующего потребления и наличия в природе месторождений того или иного масштаба. Поскольку потребление редких элементов быстро изменяется, следует учитывать перспективную потребность на уровне 2000 г. Если перспективная потребность лития может быть удовлетворена одним месторождением при нормативном сроке его отработки в 50 лет, то такие объекты следует считать уникальными, двумя — очень крупными, 3—4 объектами — крупными, 5—6 — средними и т. д. (табл. 44). Очень крупные месторождения лития могут быть представлены альбит-сподуменовыми пегматитами, а уникальные — рапой. Минимальный размер собственного литиевого месторождения, при котором оно является промышленным, может варьировать в зависимости от его географического положения, степени экономической освоенности района, а также других факторов.

Таблица 44

Группировка промышленных месторождений лития, цезия и бериллия по запасам руд

Месторождения	Запасы, тыс. т		
	Li ₂ O	Cs ₂ O	BeO
Мелкие	40—100	0,1—0,1	Менее 1
Средние	100—300	1—3	1—5
Крупные	300—600	3—10	5—20
Очень крупные	600—1200	10—25	20—50
Уникальные	Более 1200	Более 25	Более 50

В комплексных месторождениях (например, высокоминерализованные воды) запасы лития могут оказаться промышленными даже при весьма небольших размерах (тысячи и первые десятки тысяч тонн окиси лития).

По богатству литиевых руд эндогенные месторождения лития подразделяются на четыре группы (табл. 45). Такая эмпирическая группировка основана на природных факторах, т. е. на фактических содержаниях лития в эндогенных месторождениях, главным образом в альбит-сподуменовых пегматитах. Более строгой была бы группировка на основе рентабельности получения литиевых концентратов. Но для этого слишком мал мировой опыт разработки. При фактическом уровне рентабельности более 25 % руды следовало бы считать богатыми, при рентабельности 15—25 % — рядовыми, при 10—15 % — бедными, менее 10 % — убогими.

Природные минерализованные воды, естественно, имеют совершенно другие пределы содержания редких металлов в тех же четырех группах (табл. 46). Эта группировка также весьма условна и основана лишь на фактических содержаниях в водах редких элементов без учета рентабельности их извлечения. Тем более что все воды — всегда высококомплексное галургическое сырье.

Разведка и промышленная оценка

Группировка месторождений по сложности морфологии и степени неравномерности распределения полезного компонента. Согласно классификации ГКЗ СССР, все месторождения по сложности геологического строения и распределе-

Таблица 45

Группировка промышленных месторождений лития, цезия и бериллия по качеству руд

Месторождения	Содержание в руде, %		
	Li ₂ O	Cs ₂ O	BeO
Убогие	0,6—0,9	0,05—0,1	0,04—0,1
Бедные	0,9—1,1	0,1—0,25	0,1—0,3
Рядовые	1,1—1,3	0,25—0,4	0,3—0,6
Богатые	1,3—1,5 (и более)	Более 0,4	Более 0,6

Таблица 46

Группировка редкометалльных месторождений природных минерализованных вод по содержанию редких элементов

Месторождения	Содержание в воде, мг/л			
	Li	Rb	Cs	Sr
Убогие	Менее 30	Менее 1	Менее 0,5	Менее 200
Бедные	30—60	1—3	0,5—1	200—500
Рядовые	60—100	3—6	1—3	500—800
Богатые	Более 100	Более 6	Более 3	Более 800

ния полезных ископаемых разделяются на четыре группы.

I. Месторождения (участки) простого геологического строения, преобладающая часть запасов которых содержится в телах полезного ископаемого с ненарушенным или слабонарушенным залеганием, выдержанными мощностью, внутренним строением и качеством полезного ископаемого, с равномерным распределением в них основных ценных компонентов.

II. Месторождения (участки) сложного геологического строения, характеризующиеся изменчивыми мощностью и внутренним строением тел полезного ископаемого либо нарушенным их залеганием, невыдержанным качеством полезного ископаемого или неравномерным распределением основных ценных компонентов.

III. Месторождения (участки) очень сложного геологического строения, характеризующиеся резкой изменчивостью мощности и внутреннего строения либо интенсивно нарушенным залеганием тел полезного ископаемого, или невыдержанным качеством полезного ископаемого, или весьма неравномерным распределением основных ценных компонентов.

IV. Месторождения (участки) весьма сложного геологического строения, характеризующиеся резкой изменчивостью мощности и внутреннего строения либо интенсивно нарушенным залеганием тел полезного ископаемого, а также невыдержанным качеством и весьма неравномерным распределением основных компонентов.

При анализе густоты сети разведочных выработок необходимо учитывать, что главные месторождения редких щелочных металлов и бериллия в зависимости от сложности морфологии рудных тел и степени неравномерности распределения в них полезного компонента относятся к следующим группам:

Группа	Парагенетические типы месторождений
II	Альбит-сподуменовые пегматиты с бериллом, колумбитом; рибекит-полилитнионитовые-микроклин-альбитовые граниты с колумбитом и цирконом; карналлиты
III	Лепидолит-микроклин-альбитовые граниты с танталитом и танталитым касситеритом; криофилит-амазонит-альбитовые граниты с микролитом и танталит-колумбитом; сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом, петалитом, поллучитом, танталатами, бериллом (бериллий, литий); циннвальдитовые грейзены; монтмориллонит-халцедон-флюоритовые метасоматиты с бехоитом и гельберtrandитом; наузиты с чкаловитом
IV	Микроклиновые пегматиты с бериллом; микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и танталитом; сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом, петалитом, поллучитом, танталатами, бериллом (цезий); холмквистит-цезийнолитовые метасоматиты; полилитнионит-флюоритовые метасоматиты; олигокраз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом; мусковит-литнионит-флюоритовые метасоматиты с фенацитом; кварцевоберилловые жилы и штокверки; кварц-мусковитовые метасоматиты с берtrandитом и эвклазом; флюоритовые метасоматиты с фенацитом и берtrandитом; существенно микроклиновые метасоматиты с гентгельвином

Таблица 47

Густота разведочной сети при разведке коренных редкометалльных месторождений

Группа месторождений	Вид выработок	Расстояния (в м) между выработками для категорий			
		ТВ		С ₁	
		по простиранию	по падению	по простиранию	по падению
II	Штольни, шторки	—	40—60	—	—
	Орты, рассечки	40—60	—	—	—
	Восстающие	80—120	—	—	—
	Буровые скважины	50	50	100—200	50—100
III	Штольни, шторки	—	—	—	20—30
	Орты, рассечки	—	—	2—3	—
	Восстающие	—	—	60—80	—
	Буровые скважины	—	—	40—50	40—50
IV	Штольни, шторки	—	—	—	10—15
	Орты, рассечки	—	—	20	—
	Восстающие	—	—	Не менее одного пересечения	
	Буровые скважины	—	—	20—25	20—25

Системы разведки. При разведке всех типов эндогенных месторождений редких элементов применимы комбинированные системы разведки (горные выработки и скважины колонкового бурения), а для месторождений редкометалльных гранитов и альбит-сподуменовых пегматитов — даже системы, использующие в основном колонковое бурение.

Густота разведочной сети. Опыт разведочных работ по эндогенным редкометалльным объектам свидетельствует о частой переразведанности редкометалльных месторождений вопреки рекомендуемым инструкциями вполне приемлемым оптимальным расстояниям между разведочными выработками (табл. 47).

Опробование. При разведочном опробовании редкометалльных рудных тел наиболее применим бороздовый метод отбора проб с сечением борозды от 5×3 до 10×5 см. При большой мощности рудных тел длина проб в рудах монотонного сложения не должна быть меньше 3 м, а в очень крупных телах может быть увеличена до 9 м. При опробовании подземных выработок очень эффективен и надежен отбор проб точечным методом по сетке из отбитой в забое руды, а в месторождениях с мелкозернистой рудой можно отбирать пробы точечным способом по сетке непосредственно по груди забоя или по стенке. Иногда более эффективен отбор двух-трех пунктирных борозд по стенке ортов (рассечек) вместо одной сторогой борозды. При опробовании колонковых скважин в пробу поступает половина керна, при большом диаметре бурения — четвертая часть.

Подсчет запасов

Оконтуривание рудных тел и экстраполяция оруденения на глубину. Оконтуривание рудных тел в плане и по падению оруденения осуществляется в основном двумя способами: по геологическим границам и по данным опробования.

По данным опробования оконтуриваются рудные тела в месторождениях тех типов, где характер оруденения имеет сравнительно равномерное распределение и обладает постепенностью изменения содержания по мощности, падению или простиранию. В этом случае граница руды проводится по бортовому содержанию.

Из-за весьма неравномерного характера распределения полезного компонента в таких типах месторождений, как редкометалльные пегматиты, низкое или нулевое содержание в пробе вовсе не гарантирует, что в непосредственной близости от нее нет промышленного оруденения. Поэтому правильнее оконтуривать руды с учетом геологических границ. Например, к руде относится вся зона мелкокристаллического альбита независимо от содержания редких металлов в тех или иных пробах. Нулевые пробы включаются в руду наряду с пробами, имеющими значащие содержания.

Экстраполяция оруденения на глубину в разных типах месторождений имеет свои особенности. Для пегматитовых тел длиной первые сотни метров глубина подвески запасов по категории C_2 может быть принята равной длине жилы. При протяженности пегматитовых жил 500—1000 м глубина подвески может быть принята половине их длины. В альбит-сподуменовых пегматитовых жилах протяженностью до нескольких километров глубину подвески запасов категории C_2 можно принять до 500—700 м.

В месторождениях кислых танталосных гранитов, по данным опробования поверхности, глубина промышленных запасов распространяется не более чем на 50—100 м, а в щелочных гранитах — до 300—500 м. При экстраполяции запасов на глубину надо избегать стандартных правил геометризации (полотном на четверть длины, треугольником на половину длины и т. д.). Необходимо учитывать закономерности поведения содержания редких элементов по падению рудных тел в разных типах месторождений.

Учет ураганных проб и коэффициент рудоносности. В рудах с весьма и крайне неравномерным характером распределения полезных компонентов пробы с необычно высоким содержанием, превышающим обычное в десятки раз, — частое и вполне закономерное явление. Исключать их из подсчета ни в коем случае нельзя, так как они отражают истинную природу распределения оруденения (например, цезия, бериллия).

Поскольку оконтуривание рудных тел с таким неравномерным характером распределения обычно осуществляется с учетом геологических границ, причем в руду включаются и пробы с низким и даже нулевым содержанием, то ураганные пробы тем самым значительно нивелируются. Их следует учитывать в подсчете запасов наравне со всеми другими, попавшими в рудный контур. При включении в подсчетный контур всех проб, в том числе и с нулевым содержанием, надобность во введении коэффициента рудоносности отпадает.

АНАЛИТИКА

При анализе пород, руд и минералов на редкие металлы используются химический, физико-химический, оптикоспектральный, рентгеноспектральный, ядерно-физический и изотопный (масс-спектрометрический) методы.

Химические и физико-химические методы основаны на реакции взаимодействия элементов (как правило, в растворе) с образованием новых соединений.

Анализ состоит из последовательных стадий разложения минерала или породы, отделения мешающих элементов и определения искомого элемента одним из методов. Химический метод часто используется в комбинированных методах анализа для предварительного обогащения пробы и повышения чувствительности физических методов на один-два порядка.

При оптическом атомном спектральном (оптикоспектральном) анализе элементы определяются по линейным электронным спектрам атомов и ионов. При количественном анализе главным достоинством метода является высокая производительность и относительная дешевизна определений.

Атомно-абсорбционный метод спектрального анализа основан на эффекте избирательного поглощения света атомными парами химических элементов. Существуют варианты: фотометрии пламени (пламенно-фотометрический) и с использованием непламенных атомизаторов. Достоинства метода — высокая избирательность, малая зависимость от состава анализируемого образца, широкие пределы анализируемых содержаний.

Рентгеноспектральный метод использует возможности эффективной и устойчивой регистрации рентгеновских спектров элементов очень малой интенсивности. Используются: автоматические и полуавтоматические рентгеновские спектрометры для последовательного определения элементов в пробе, квантометры — многоканальные приборы для одновременного анализа на группу элементов, микрозонды — для определения состава микровключений. Рентгеноспектральными методами анализируют как твердые, так и жидкие или газообразные материалы, а также в образцах без их разрушения. Методы экспрессы.

Ядерно-физические методы основаны на регистрации излучений. В стационарных условиях нейтронно-активационный анализ с использованием атомного реактора и гамма-активационный анализ с применением бетатронов и микротронов обладают исключительно высокой чувствительностью. Ядерно-физические методы с компактной переносной аппаратурой, основанные на использовании естественной радиоактивности (радиометрический метод), радиоизотопных источников излучения (фотонейтронный) или ампулированных источников нейтронов и альфа-частиц (активационный), а также рентгено-радиометрический метод применяются в полевых лабораториях и для непосредственного определения содержания ряда элементов на обнажении, в штуфе, керне, скважине. Главные достоинства ядерно-физических методов — высокая производительность и экспрессность.

По интервалам определяемых содержаний редких элементов (табл. 48) можно судить о пределе чувствительности каждого метода. Наиболее распространенный метод анализа лития, рубидия и цезия — пламенно-фотометрический (метод фотометрии пламени). Чувствительность метода по литию — $5 \cdot 10^{-4} \%$, по рубидию и цезию — $1 \cdot 10^{-4} \%$. Высокой чувствительностью ($n \cdot 10^{-4} \%$) по рубидию обладает также флуоресцентный метод, исключительно высокой по цезию — активационный ($n \cdot 10^{-7} \%$), по бериллию — фотонейтронный ($n \cdot 10^{-5} \%$).

Воспроизводимость аналитических определений зависит от уровня содержания элемента в пробе. Для разных редких металлов при одном уровне их содержания она также неодинакова (табл. 49).

При внутрилабораторном контроле число контрольных проб и приемочное число (допустимое число бракованных результатов) регламентируются объемом выборки (табл. 50).

Таблица 48

Методы анализа минерального сырья на Li, Rb, Cs, Be, Sr

Вид анализа	Метод	Определяемые элементы	Интервалы определяемого содержания, %
Химический и физико-химический	Гравиметрический Фотометрический	Be Be	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10$ $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-2}$
Оптический спектральный	Эмиссионный	Be, Cs Li, Rb Sr	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-1}$ $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-1}$ $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10$
	Атомно-абсорбционный	Rb, Sr, Cs	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10$
Рентгеноспектральный	Флуоресцентный	Rb, Sr Cs	$n \cdot 10^{-4} - n$ $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10$
Ядерно-физический, элементный	Рентгено-радиометрический	Sr	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10$
	Активационный	Cs	$n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-1}$
	Фотонейтронный	Be	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10$
	Нейтронно-абсорбционный	Li	$n \cdot 10^{-2} - n$
Изотопный	Масс-спектрометрический	Li (изотопы)	

Стоимость определения различна и зависит от метода анализа и вида элемента. Экономические и технические показатели определения элементов в пламенно-фотометрической лаборатории Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ Мингео СССР приведены в табл. 51.

ОБОГАЩЕНИЕ РУД

Минеральные типы руд. Концентраты

Литий в основном получают при переработке флотационного сподуменового концентрата, содержащего не менее 4 % Li_2O . Рудоразборный концентрат содержит до 6 % Li_2O . В мировой практике добывали также концентраты рудоразборного петалита с содержанием 3—4 % Li_2O , 3—4 % лепидолита, 6—7 % амблигонита, 5—6 % эвкриптита. Разработан метод получения флотационного лепидоли-

Таблица 49

Допустимые относительные среднеквадратические отклонения (в %).
По Г. В. Остроумову (1979 г.)

Интервалы содержаний, %	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	SrO
10—19,99	—	—	—	1,8	5,0
5—9,99	—	—	—	2,5	6,5
2—4,99	5,4	—	—	3,5	8,0
1—1,99	6,8	—	—	4,6	10,0
0,5—0,99	8,5	—	—	6,0	13,0
0,2—0,499	11,0	14,0	14,0	8,0	16,0
0,1—0,199	14,0	18,0	18,0	10,0	19,0
0,05—0,099	18,0	21,0	21,0	12,0	23,0
0,02—0,049	22,0	25,0	25,0	16,0	29,0
0,01—0,019	25,0	30,0	30,0	20,0	30,0
0,005—0,0099	26,0	30,0	30,0	27,0	30,0
0,002—0,0049	28,0	30,0	30,0	30,0	30,0
Менее 0,0019	30,0	30,0	30,0	30,0	30,0

Таблица 50

Приемочные числа и необходимый объем выборки для различных объемов партии

Объем анализируемой партии (число проб)	Объем контрольной выборки В (число проб)	Приемочное число	
		А	Б
2—8	2	0	0
8—15	3	0	0
16—25	5	0	0
26—50	8	1	0
51—90	13	2	1
91—150	20	3	2
151—280	32	5	3
281—500	50	7	5
501—1200	80	10	8
1201—3200	125	14	12

тового концентрата из пегматитов Бикита (Зимбабве) и редкометалльных гранитов Эшасьер (Франция). Литий получают также из циннвальдита грейзеновых месторождений. Большую роль в добыче лития за рубежом играет погребенная рапа. Содержание лития в комплексных разрабатываемых месторождениях рапы Сильвер-Пик составляет 200 мг/л.

Поминеральные балансы распределения

Типовые поминеральные балансы распределения редких щелочных металлов в их промышленных месторождениях приведены в табл. 52—55.

Таблица 51

Определение элементов и групп элементов пламенно-фотометрическим эмиссионным методом

Элемент	Чувствительность определения		Минимальная масса пробы, г	Трудоёмкость в бригадо-часах (условные анализы)
	в породах, %	в растворах, мкг/мл		
Литий	$5 \cdot 10^{-5}$	0,01	2	0,5
Рубидий	$1 \cdot 10^{-3}$	0,2	2	1,0
Цезий	$5 \cdot 10^{-4}$	0,1	2	1,0
Калий	$1 \cdot 10^{-2}$	0,01	0,2	1,0
Натрий	$1 \cdot 10^{-2}$	0,01	0,2	1,0
Литий, рубидий	Групповые анализы		2	1,5
Литий, цезий			2	1,5
Рубидий, цезий			2	1,1
Литий, рубидий, цезий			2	1,6
Калий, натрий			0,2	1,43
Литий, рубидий, цезий, калий, натрий			25	3,03

Таблица 52

Типовой поминеральный баланс распределения редких щелочных металлов в редкометальных гранитах

Минерал	Количество минерала в пробе, %	Содержание, %		
		Li	Rb	Cs
Кварц	25	$\frac{0,0013}{0,3}$	$\frac{0,003}{0,1}$	$\frac{0,002}{0,4}$
Амазонит	20	$\frac{0,028}{5,1}$	$\frac{0,5}{14,02}$	$\frac{0,003}{4,4}$
Альбит	45	$\frac{0,004}{1,6}$	$\frac{0,025}{15,77}$	$\frac{0,001}{0,3}$
Криофиллит-лепидолит	5	$\frac{2,0}{91,5}$	$\frac{0,75}{52,59}$	$\frac{0,024}{49,6}$
Мусковит	5	$\frac{0,08}{1,5}$	$\frac{0,25}{17,53}$	$\frac{0,022}{45,3}$
Руда	100	$\frac{0,11}{100}$	$\frac{0,16}{100}$	$\frac{0,003}{100}$

Примечание. В числителе приведены средние значения содержаний элемента в минерале, в знаменателе — доля элемента, приходящаяся на минерал.

Таблица 53

Типовые поминеральные балансы распределения редких щелочных металлов в редкометалльных пегматитах

Минерал	Сподумен-микроклин-альбитовый пегматит				Альбит-сподуменный пегматит			
	Количество минерала в пробе, %	Содержание, %			Количество минерала в пробе, %	Содержание, %		
		Li	Rb	Cs		Li	Rb	Cs
Альбит	25	0,01	0,01	0,005	30	0,005	0,008	0,004
		0,4	0,5	0,34		0,2	2,46	14,0
Микроклин	20	0,005	1,5	0,1	12	0,004	0,5	0,03
		0,18	63,69	5,5		0,06	61,6	43,07
Сподумен	15	3,0	0,015	0,03	22	3,5	0,01	0,005
		80,6	0,43	1,2		99,35	2,2	13,22
Кварц	30	0,0025	0,005	0,002	30	0,003	0,002	0,001
		0,1	0,32	0,16		0,12	0,65	3,6
Мусковит	3	0,06	1,8	1,5	4	0,04	0,8	0,005
		0,3	11,5	1,2		0,21	32,8	24,0
Лепидолит	4	2,5	1,5	0,5	—	—	—	—
		18,0	21,2	5,5		—	—	—
Берилл	0,4	0,3	0,15	2,0	—	—	—	—
		0,2	0,13	2,2		—	—	—
Поллуцит	1	0,06	1,0	30,0	—	—	—	—
		0,1	2,12	83,5		—	—	—
Турмалин, апатит гранат и др.	1,6	0,05	0,02	0,01	2	0,03	0,01	0,005
		0,12	0,06	0,4		0,08	0,21	2,4
Руда	100	0,55	0,47	0,35	100	0,77	0,097	0,008
		100	100	100		100	100	100

Примечание: В числителе приведены средние значения содержаний элемента в минерале, в знаменателе — доля элемента, приходящаяся на минерал.

Таблица 54

Баланс распределения редких щелочных элементов
в холмквистит-цезийбиотитовых метасоматитах.
По В. А. Хвостовой (1970 г.)

Содержание в пробе, %			Количество минерала в руде, %		Содержание элемента в минерале, %						Количество элемента, приходящееся на минерал, %					
Cs	Rb	Li	цезиевый биотит	холмквистит	Cs		Rb		Li		Cs		Rb		Li	
					цезиевый биотит	холмквистит	цезиевый биотит	холмквистит	цезиевый биотит	холмквистит	цезиевый биотит	холмквистит	цезиевый биотит	холмквистит	цезиевый биотит	холмквистит
1,67	0,50	0,25	41,8	0,0	3,84	—	1,03	—	0,43	—	97,4	0,1	92,2	0,0	73,1	0,0
2,15	0,51	0,36	55,0	7,2	3,99	0,110	0,97	0,015	0,52	1,64	98,9	0,4	98,3	0,2	74,7	23,3
0,67	0,14	0,24	24,6	6,9	2,24	0,016	0,51	0,005	0,35	1,44	97,0	1,7	97,0	0,2	38,3	44,0
0,74	0,27	0,18	39,0	2,8	1,80	0,020	0,86	0,02	0,32	1,47	97,3	0,1	98,7	0,1	68,0	22,7
0,36	0,11	0,16	42,5	0,7	0,78	—	0,27	—	0,29	—	97,3	0,0	97,5	0,0	84,4	0,0
0,07	0,06	0,09	14,0	0,0	0,29	—	0,11	—	0,26	—	56,7	0,0	31,4	0,0	42,1	0,0

Методы обогащения

Первоначально минералы лития (сподумен, петалит, амблигонит, анхимоно-минеральные скопления лепидолита и эвкриптита), благодаря своим значительным размерам извлекались из пегматитовых руд вручную. В Африке, КНР и Южной Америке этот метод до сих пор еще широко используется.

В 40-х годах широкое распространение в СССР, а затем в США приобрел метод термической декрипитации сподумена. При нагревании сподуменовой руды до 1100 °С кристаллы этого минерала разрушаются в связи с переходом α -сподумена в β -сподумен и большим увеличением его объема. В результате они легко отделяются от породных минералов воздушной сепарацией и классификацией по крупности. Извлечение в богатых рудах достигало 90 %, а содержание окиси лития в концентрате — 6 %.

В настоящее время сподуменные (а также вкрапленные лепидолитовые и петалитовые) руды обогащаются пенной флотацией как в щелочной среде с применением анионных собирателей (жирных кислот и их производных), так и в кислой среде с использованием катионных собирателей (сульфированных масел). В щелочной среде в пенный продукт выделяются литиевые минералы (прямая флотация). В кислой среде в пенный продукт поступают минералы пустой породы, а литиевые минералы подавляются и выделяются в хвосты (обратная флотация). Извлечение при флотации достигает 70 %, содержание окиси лития в сподуменом концентрате 4—6 %.

Для извлечения из грейзеновых месторождений циннвальдита, обладающего слабыми магнитными свойствами, а также при перечистке (доводке) флотационных концентратов других минералов применяют магнитную сепарацию.

Таблица 55

Типовой поминеральный баланс распределения редких щелочных металлов в олигоклаз-флогопитовых жилах

Минерал	Количество минерала в руде, %	Содержание, %		
		Li	Rb	Cs
Флогопит	68	—	0,3	0,04
			87,1	94,8
Мусковит	10	—	0,3	0,01
			12,4	3,4
Плагиоклаз	6	0,002	0,002	0,001
		0,01	0,01	0,2
Кварц	2	0,001	0,003	0,001
		0,00	0,00	0,07
Актинолит	2	0,01	0,005	0,0005
		0,1	0,00	0,03
Хлорит	3	0,014	0,005	0,0007
		0,2	0,01	0,1
Маргарит	3	0,37	0,006	0,0006
		4,3	0,01	0,07
Тальк	2	0,08	0,006	0,0075
		0,76	0,01	0,03
Берилл	1,2	0,03	0,01	0,03
		0,17	0,01	1,2
Флюорит, турмалин, апатит, роговая обманка и др.	2,8	0,02	0,01	0,001
		0,27	0,01	0,1
Руда	100	0,21	0,24	0,03
		100	100	100

Примечание. В числителе приведены средние значения содержания металла в минерале, в знаменателе — доля элемента, приходящаяся на минерал.

Поскольку количество литиевых минералов (сподумена, петалита или лепидолита и циннвальдита) во вкрапленных рудах составляет 20—40 %, их содержание в концентрате увеличивается всего в два-четыре раза (в отличие от руд бериллия, тантала и ниобия, содержания которых возрастают во много десятков раз). Поэтому в последние годы ведутся поиски методов непосредственного химико-металлургического передела литиевых руд без предварительного обогащения (например, путем серноокислотной переработки).

Низкое содержание лития в концентратах — всего 1,5—4 % (или 3—8 % окиси) — вызывает необходимость применения гидрометаллургических методов их переработки, т. е. разложения минералов с переводом лития в водорастворимые соединения и извлечения последних для отделения от других элементов.

Поскольку основной объем литиевых концентратов представлен силикатами (сподумен, петалит, лепидолит, циннвальдит, эвкрипит), то разложение их — довольно трудоемкая операция. Существуют кислотные и щелочные методы переработки концентратов, методы, основанные на взаимодействии со средними солями, а также щелочно-солевые методы переработки.

Кислотные методы переработки представлены главным образом разложением серной кислотой. Лепидолитовый концентрат разлагают нагреванием с серной кислотой, получают растворимые сульфаты щелочных элементов и алюминия, которые подвергают дальнейшему разделению. В СССР Е. С. Бурксер и др. усовершенствовали метод, подвергая сульфатизации измельченный плав лепидолита, и выщелоченный водой раствор упаривали до плотности 1,38 г/см³, в результате чего выделялись квасцы. Остаточный алюминий удаляли из раствора поташем. При последующем концентрировании выделялись K₂SO₄ и Na₂SO₄. Из фильтрата содой осаждали Li₂CO₃ с доизвлечением лития в виде Li₃PO₄. В карбонат извлекалось 50—70 % лития, а при предварительном сплавлении с K₂CO₃ — до 70—82 %.

Во Франции разработан сернокислотный метод переработки бедных лепидолитовых руд редкометальных гранитов. В США предложено разлагать лепидолит трехокисью серы при температуре 600—900 °С. Обработанный продукт выщелачивают водой и полученный раствор Li₂SO₄ переводят с помощью BaCl₂ в раствор LiCl, который упаривают досуха. Из сухого остатка LiCl экстрагируют амиловым спиртом. Извлечение лития достигает 90 %.

Переработка лепидолита различными методами его разложения H₂SO₄ позволяет извлекать рубидий и цезий. Методы вполне пригодны и для переработки любых других литиевых слюд (циннвальдита, криофиллита, полилитонита, литиевого и рубидиевого мусковита, а также, вероятно, и цезиевого биотита).

Сернокислотная схема переработки сподумена основана на предварительном переводе α-сподумена в β-сподумен нагреванием при 1000—1350 °С, β-сподумен обрабатывают избытком H₂SO₄, вследствие чего ионы лития замещаются на катион водорода. При обработке реакционной массы водой получается раствор Li₂SO₄ и остаток (H₂O·Al₂O₃·4SiO₂), т. е., по сути дела, произошло замещение лития на водород в β-сподумене без разложения последнего (ионообменный процесс). Из раствора литий осаждают кальцинированной содой в виде Li₂CO₃. Извлечение 85—90 %. Поскольку при флотации сподумена из руды извлекают всего 60—70 % лития, то на литиевом заводе Бессемер-Сити (шт. Северная Каролина, США) описанная схема сернокислотного вскрытия сподумена была успешно применена непосредственно на исходной руде, содержащей 1,5 % Li₂O. Извлечение составило 80 %. При этом затраты на переработку необогащенных руд (в расчете на тонну получаемого Li₂CO₃) оказались значительно ниже, а сквозное извлечение — значительно выше.

По сернокислотной схеме можно перерабатывать и петалит, поскольку при нагревании до 1150—1230 °С он также переходит в сподумен.

Переработка фосфатов лития как природных (амблигонит), так и искусственных полученных в ходе гидрометаллургии продуктов типа «ликонс» (Li_2NaPO_4) также производится с помощью концентрированной серной кислоты.

Щелочные методы переработки в качестве реагентов используют гидроокиси и окислы металлов, соли (карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов). Лепидолит и сподумен разлагают, прокаливая с известью или известняком при 1150—1200 °С. Литий выщелачивается из спека водой при H_2SO_4 . Раствор выщелоченной из спека LiOH упаривается и при 40—50 °С выкристаллизовывается $\text{LiOH} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Шламы используют для производства вяжущих материалов. Получаемые попутно соли натрия и калия употребляются в керамической и стекольной промышленности. Вместе с тем известковая схема имеет и ряд серьезных недостатков, так как применима только для богатых концентратов и имеет высокую энергоемкость. Извлечение по известковой схеме — 70 %, т. е. тоже ниже, чем по сернокислотной (90 %). Хотя известковая схема практически применима ко всем литиевым концентратам, она наиболее рентабельна только при переработке лепидолита, который легче спекается, а спек из него легко выщелачивается.

Р. Штауффер предложил нагревать смесь сподумена с CaO в вакууме при 1150 °С, в результате чего Li_2O возгоняется и конденсируется. В США и Японии разработан также автоклавный метод разложения сподумена с CaO (1 : 2) при двухчасовой обработке при 190—200 °С. При этом образуется 1—4 % раствор LiOH , загрязненный NaOH и NaAlO_2 . Извлечение лития в готовый продукт — 80 %. В Канаде описанный способ модифицирован: вместо CaO для обработки β -сподумена применяют Na_2CO_3 . Получаемую Li_2CO_3 обработкой CO_2 под давлением переводят в растворимую LiHCO_3 . Автоклавное выщелачивание раствором соды можно применить к любым силикатным литиевым минералам с выходом более 90 %.

Сульфатный метод переработки сподумена. Концентрат смешивают с техническим K_2SO_4 в отношении 1 : (0,6 ÷ 1), измельчают в шаровой мельнице до 0,8 мм. Шихта спекается при 950—1150 °С. Сподумен вскрывается на 92—95 %. Сульфатный раствор, получающийся при выщелачивании спека, содержит 100—150 г/л Li_2SO_4 , 150—200 г/л K_2SO_4 , а также сульфаты Na , Mg , Al и Fe . Сульфатный метод применим к любым силикатам лития и обеспечивает полный переход лития в раствор в виде Li_2SO_4 . Метод прост в аппаратурном выполнении и безвреден. Недостатком его является дороговизна K_2SO_4 .

За рубежом внедрено производство солей лития по ацетатной схеме. β -сподумен смешивают с ацетатом (CH_3COONa) при 250—300 °С. Реакция протекает на 90—95 %. Реакционную массу гасят и быстро выщелачивают при 90 °С. Получающийся раствор не требует очистки, его упаривают до 600—650 г/л ацетата натрия и добавлением натрийсодержащего реагента получают по желанию Li_2CO_3 , LiF , Li_3PO_4 или LiOH чистотой свыше 98 %.

Цинивальдит в Чехословакии перерабатывается по сульфатной схеме. Флотационный концентрат с содержанием 2,7 % Li_2O смешивают с K_2SO_4 в соотношении 3 : 1 и спекают при 900 °С. Прямой выход лития составляет 50 %, однако безвозвратные потери составляют всего 10 %. Остальные 40 % можно доизвлечь при обороте растворов.

Щелочно-солевые методы используют в качестве реагентов известково-сульфатные и известково-хлоридные смеси. В Австралии сподумен при 1150 °С спекается со смесью известняка и гипса. Извлечение лития составляет 85 %. Амбли-

гонит также перерабатывается по этой схеме. Он спекается при 950 °С в соотношении с гипсом и известняком 6:2:1. Этот метод перспективен в применении к литиевым слюдам, так как позволяет понизить температуру спекания.

Ф. Фраас и О. Ральстон предложили спекать при 1100 °С сподумен с $\text{CaCl}_2 + \text{CaCO}_3$ в соотношении 1:3:0,3. При этом образующийся в спеке LiCl возгоняется и улавливается электрокомплексными. Извлечение лития достигает 90 %. Метод возгонки применим и к комплексным рудам, содержащим бериллий, ниобий, тантал, олово, хлориды которых также летучи и в условиях процесса могут быть разогнаны и разделены.

На месторождении Сильвер-Пик технологический процесс состоит в поэтапном солнечном выпаривании рассолов в искусственных испарительных бассейнах, благодаря чему концентрация лития в рапе повышается от 0,02 до 0,6 %, а на заводе получают конечный продукт, содержащий более 99 % Li_2CO_3 . К 1970 г. общая арендованная площадь составляла 172 км², эксплуатировалось 30 скважин производительностью от 190 до 1900 л/мин. Затем производство неоднократно расширялось. Здесь намечалось также наладить выпуск LiCl и LiF . Продукция получается очень дешевой, несмотря на то, что другие компоненты рапы еще не утилизируются.

Переработка Li_2CO_3 на другие технические соединения лития. Все методы, кроме известкового, заканчиваются получением Li_2CO_3 , который потребляется как непосредственно, так и для получения других технических солей лития.

LiOH в промышленных масштабах получают каустификацией Li_2CO_3 известью в растворе. Выход лития — 90 %.

LiCl получают растворением Li_2CO_3 (или LiOH) в 30 %-ной HCl .

Металлический литий получают электрохимическим или вакуумтермическим восстановлением. Рафинирование лития осуществляется: от механических примесей — фильтрованием расплава; от кислорода и азота — с помощью геттеров (титана и циркония), мало растворимых в расплавленном литии и обладающих большим сродством к этим газам; от Na, Mn, Fe, Cu — зонной плавкой; от щелочноземельных и тяжелых металлов — вакуумной дистилляцией. Плавка, разлив и переплавка лития пожароопасны. В случае возникновения пожара литий заливают четырехкратным количеством минерального масла. Хранится литий под слоем пасты из парафина и минерального масла.

ЭКОНОМИКА

Применение

Традиционными областями использования лития являются: военная техника, стекольная и керамическая промышленность, производство флюсов, припоев, консистентных смазок, щелочных аккумуляторов, рафинирование меди и кондиционирование воздуха. В последние годы широкое применение литий нашел при получении алюминия, производстве химических источников тока (ХИТ). Намечались большие перспективы его использования в легких конструкционных материалах, а также в производстве ядерной энергии. Известно свыше тысячи конкретных областей применения этого металла [19, 20].

1. Термоядерное оружие: литий и (или) полученный из него тритий — основные компоненты термоядерного оружия всех видов и назначений.

2. Производство алюминия — использование Li-содержащих электролитов повышает производительность Al-электролизеров, снижает расход электроэнергии, анодной массы и фторсолей. Возможно участие Li в электролизе других металлов. Литий — компонент солевых ванн для рафинирования магния и нанесения защитных и декоративных гальванических покрытий на разные материалы.

3. Силикатная промышленность: опаловые, белые, легкоплавкие, теплоустойчивые и жаропрочные, заглушенные, оптические (в том числе специальные фотохромные), фото- и светочувствительные и электронные стекла, флинт-стекла, стекла для рентгеновских трубок и электроколб, стекла, пропускающие Уф-лучи и поглощающие ИК-лучи; ситаллы; стеклянные волокна световодов (в том числе для средств связи); композиционных материалов, теплозащиты, электроизоляции, конструкционных стеклопластиков и др. Фарфоры, фаянсы, жаростойкая керамика, огнеупоры (для печного припаса, корундовый фарфор, изоляторы для свечей и др.), диэлектрические материалы, керамика с повышенной термостойкостью и в качестве жаропрочного покрытия металлов и сплавов, электротехнический фарфор — сегнетоэдрическая керамика; керамические покрытия изделий для авиаракетной и космической техники (АРКТ); шпинели и шпинелиды; различные глазури и эмали; добавки в стеклокерамические и композиционные стеклокерамические цементы.

4. Консистентные смазки многоцелевого назначения: Li-смазки высокой вязкости, нерастворимые в воде, устойчивые в большом интервале температур (от -60 до $+120$ °C), «вечные» смазки для автомобилей, шарикоподшипников, электрических контактов.

5. Сварка и пайка: флюсы и сварочные электроды для сварки Al, Mg и их сплавов, электрошлакового переплава цветных металлов и сплавов серебра, рафинирования, переплавки и электролитического получения Al и его сплавов; припои для пайки цветных, легких и черных металлов и изделий из них, флюсы при пайкосварке латунными припоями.

6. Кондиционирование воздуха и холодильная техника: очистка воздуха на промышленных предприятиях; очистка воздуха от CO_2 в подводных лодках, управляемых космических аппаратах; респираторы для летчиков и шахтеров; абсорбционные бромистолитиевые холодильные установки, работающие на тепле отбросных газов.

7. Легкие и ультралегкие сплавы: Li — основной легирующий компонент легких сплавов, вместе с Mg обеспечивает получение конструкционных материалов с плотностью $1,3$ — $1,6$ г/см³, высокой удельной прочностью, пластичностью и технологичностью при обработке давлением.

8. Химические источники тока: добавки LiOH в электролиты щелочных Fe-Ni и Cd-Ni аккумуляторов для железнодорожного транспорта, шахтных электровозов, рудничных ламп, тягачей, автокаров, радиоустановок и др.; сухие электрические батареи; Li-аккумуляторные батареи с очень высокой удельной энергией, длительным сроком службы, безвредностью для окружающей среды, для авиакосмической техники, электрокаров, подводных лодок и др.

9. Электроавтомобили: аккумуляторные батареи — источник электропитания электроавтомобилей.

10. Атомная техника: LiF в процессе сорбции—десорбции для регенерации PuF_6 из облученного топлива; реакторы-размножители на гомогенной смеси расплавленных фтористых солей Li, Be, Th, U (UF_4 , ${}^7\text{LiF}$, BeF_2 , ThF_4); ${}^7\text{Li}$ для контроля рН в первичных системах охлаждения ядерных реакторов.

11. Новая энергетика: жидкий Li — рабочее тело жидкометаллического МГД-генератора; аккумулярование и длительное хранение тепловой энергии с помощью химических батарей LiBr-вода; в будущих термоядерных электростанциях с дейтерий-тритиевой плазмой — воспроизводство трития и жидкий теплоноситель; утилизация тепла отходящих газов промышленных предприятий.

12. Жидкие теплоносители: термоядерные электростанции; ядерные двигательные установки космических летательных аппаратов; тепловые трубки, обладающие сверхвысокой теплопроводностью и предназначенные для охлаждения и стабилизации температур, транспортировки теплового потока в электрических устройствах, АРКТ, гелиотехнике, атомной энергетике.

13. Металлургия чугуна, стали и специальных сплавов: создание инертной (защитной) газовой среды в печах термической обработки металлоизделий; обессеривание стали; раскисление стали, в том числе нержавеющей, модифицирование чугуна; рафинирование легкообрабатываемых сталей, содержащих Са, и борсодержащих стальных полуфабрикатов; защитные покрытия поверхностей Ti и Al-сплавов, композиционные составы (Mg—B—Li); легирование прецизионных сплавов.

14. Цветная металлургия: раскисление, дегазация, модифицирование и рафинирование Cu и ее сплавов; легирование Cu, Zn, Pb и их сплавов; свинцовистые бронзы; добавка в антифрикционные (подшипниковые) сплавы Cu—Cr—Li, Cu—Mg—Li, защита поверхности расплавленной латуни путем покрытия ее стеклом, содержащим Li₂O; бронзы, содержащие Li.

15. Радиотехника, электроника, лазерная техника: ферриты разнообразных составов (в том числе для запоминающих устройств ЭВМ и голографии); диэлектрики, сегнетоэлектрики, пьезоэлектрики в различных устройствах; ИК-приемники; солнечные элементы, оптические модуляторы; литийсодержащие кристаллы в лазерной технике.

16. Приборостроение: спектрометры, спектрофотометры, спектрографы и другие оптические приборы для применения в ИК- и УФ-областях; сцинтилляторы — детекторы радиоактивности, LiF — дозиметры радиации, LiF в тепловизорах; электронные часы с литиевыми и тритиевыми источниками тока.

17. Химическая промышленность: органический и неорганический синтез с участием Li и его соединений, особенно производство синтетических бутадиеновых и изопреновых каучуков и консистентных смазок; составы для отбелики текстильных материалов; растворимые в воде краски; типографские и хинональные краски (для волокна); теплостойкие силикатные краски; краски для судов; растворы для шлихтования красок; наполнители резины и пластмасс; взрывчатые вещества (ВВ) на основе нитропарафинов и нитратов; инициаторы детонации в бризантных ВВ.

18. Светотехника: люминофоры, активированные, в частности термолюминесцентные, для нейтронной дозиметрии; компоненты для окрашивания сигнальных ракет, фейерверков в малиновый, ярко-алый, свергающий красный цвета; геттеры в электролампах; натриевые газоразрядные лампы уличного освещения.

19. Медицина: препараты для лечения подагры, диабета, ревматизма, каменной болезни, хронического полиартрита, алкоголизма; успокаивающие средства против головной боли, маниакальных нервных и психических болезней (полагают, что нехватка Li в организме способствует развитию шизофрении); снотворное; антигистаминное средство; синтез витамина А; зоны с полупроводниковыми Si(Li) детекторами для радиоизотопной диагностики внутриглазных опу-

холей; зубоврачебные цементы; добавка в искусственные минеральные воды; керамические плиты из 95 % LiF, защищающие здоровые ткани при облучении раковых и других новообразований.

20. Разное: удобрения с добавками Mg, B, Mo, Li для повышения урожайности и улучшения качества сельскохозяйственных культур; антизамораживающий и размораживающий компонент в огнетушителях; портативный источник кислорода; очистка гелия и других инертных газов от примесей; гигрометры; производство пористого цемента; ингибитор коррозии; добавка к воскам, минеральным маслам и вазелинам; синтетическая бумага из содержащих Li стекловолокон; добавка к буровым растворам для уменьшения их вязкости; LiNbO₃ в фото- и кинотехнике, голографии и многое другое.

Сырьевые ресурсы

Из-за несопоставимости методик учета сырьевых ресурсов в разных странах мира общие запасы лития за рубежом могут быть оценены лишь условно (табл. 56). В зарубежных странах, исключая страны социалистического содружества, учтено 10,7 млн. т лития*, представленных запасами двух рудных формаций: редкометалльными гранитными пегматитами (главным образом альбит-сподуменовыми, в меньшей мере — сподумен-микроклин-альбитовыми с лепидолитом и петалитом) и высокоминерализованными водами (в основном поверхностная, межзернистая и погребенная рапа).

В США за последнее десятилетие изучаются перспективы использования также позднетермальных метасоматитов с полилитионитом, кукентом, протолитионитом, а также переоценивается использование глины с гекторитом (ресурсы лития оцениваются в 2 млн. т при содержании 0,1—0,6 %). Во Франции изучаются возможности утилизации редкометалльных гранитов с лепидолитом, танталатами и касситеритом (Эшасьер, Монтебраз).

В Канаде, помимо месторождений, перечисленных в табл. 56, известны пока слабо изученные крупные месторождения альбит-сподуменовых пегматитов и подземных литиеносных вод в районах нефтеносных промыслов.

Наряду с перечисленными в табл. 56 небольшие месторождения сподумен-микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов известны в США, Аргентине, Швеции (Варутреск), Ирландии (Карлоу), Португалии (район Гварда), а также в ряде стран Африки и Южной Америки.

Крупным источником лития может явиться Мертвое море (Израиль, Иордания), рапа которого содержит 0,02 % лития, а также гидротермальный источник Солгон-Си в Калифорнии (0,02 %) и подземные рассолы нефтяного района Смаквер в штатах Арканзас и Техас (0,07 %). Ресурсы лития в сalaraх Уюни, Компас и Эмпекс (Боливия) огромны.

Добыча

В существенных количествах добыча лития осуществляется с начала текущего столетия. В развитых капиталистических и развивающихся странах годовая добыча лития (металл) непрерывно и неуклонно возрасла с 15 т в начале

* Здесь и далее в экономических разделах данные по всем редким элементам приводятся в пересчете на металл.

Таблица 56

Ресурсы лития в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах (в тыс. т металла)

Страны, месторождения	Тип* месторож- дения	Содержание лития, %	Ресурсы		
			все	доказан- ные	предвари- тельно оцененные
Канада			1 150	1 150	—
Прейсак Лакорн и др. (Квебек)	Г	0,5—0,7	326	326	—
Берник-Лейк и др. (Ма- нитоба)	Г	0,56—1,38	} 504	} 504	—
Нипигон и др. (Онтарио)	Г	0,5—0,8			
Йеллоунайф (Северо-За- падные территории)	Г	0,65	319	319	—
США			1 140	775	365
Сподуменовый пояс (шт. Северная Каролина, Юж- ная Каролина)	Г	0,55—0,7	730	450	280
Сильвер-Пик (шт. Нева- да)	М	0,02	117	40	77
Озеро Серлс (шт. Кали- форния)	М	0,005	24	24	—
Большое Солёное Озеро (шт. Юта)	М	0,0035	260	260	—
Бразилия (Минас-Жерайс и др.)	Г	0,7	35	17	18
Чили (Атакама)	М	0,135	4 290	1 290	3 000
Боливия	М	0,008—0,015	91	—	91
Финляндия (Кити-Томаяр- ви)	Г		0,6	16	16
Испания (Лялин)	Г	0,5	45
Заир (Манано, Киттотоло)	Г	0,6	3 120	720	2 400
Зимбабве (Бикита и др.)	Г	1,4		151	
Намбия (Кариб и др.)	Г	1,4	65	6	9
Мозамбик, Уганда, Мали, Сенегал	Г	...	75
Афганистан (Дарай-Пич и др.)	Г	0,37—1,0	500	200	...
Индия	Г	1,0—1,5	20		
Австралия (Калгурли, Грин- бушес)	Г	0,7—1,3	215	30	185
Всего			10 708	4 260	6 140

* Г — гранитные пегматиты, М — минерализованные воды.

Таблица 57

Добыча (в т) лития в промышленно развитых капиталистических развивающихся странах

Страны	1978 г.	1979 г.	1980 г.	1981 г.	1982 г.
Канада	—	11	—	—	—
США * (Кингз Маунтин, Сильвер-Пик)	4000	5000	5000	5000	4300
Аргентина	9	9	9	2	2
Бразилия	54	54	54	60	54
Португалия (Гвард)	27	5,4	17	18	15
Зимбабве (Бикита)	237	185	294	417	363
Мозамбик	11,2		Нет данных		
Намбия * (Карибид)	54	50	90	3	2
Всего	4393	5315	5464	5500	4736

* Оценка. Официальные данные о добыче Li в США не публикуются с 1954 г., в Намбии — с 1966 г.

века до 4500 т в 1957 г. Особенно бурный рост наблюдался в 50-е годы. С 1958 г. добыча лития начала падать и в 60-е годы снизилась до 2500—3000 т. Начиная с 1970 г., наблюдается новый, хотя и более медленный рост добычи (табл. 57).

Добываются сподумен, лепидолит, петалит, амблигонит, эвкрипит из редко-металльных гранитных пегматитов, циннвальдит из циннвальдитовых грейзенов и литиевые соли (в основном карбонат) из природных минерализованных вод. Главный промышленный минерал — сподумен. В 50-х годах существенную роль играли лепидолит и петалит (Бикита и Карибид). Добыча лития в небольших количествах из рапы началась в 1914 г. (оз. Серлз), но лишь в последние годы достигла 30 % всего объема добычи (Сильвер-Пик).

Производство

Зарубежная литиевая промышленность отличается исключительно высокой степенью концентрации. Она сосредоточена фактически в руках двух американских компаний — Lithium Corporation of America (LCA) и Foote Mineral Co (FMC). Первая перерабатывает сподумен собственного месторождения в шт. Северная Каролина (Кингз Маунтин) в соединения лития и металл на заводе в Бессемер-Сити, вторая — сподумен из того же месторождения на заводе в Кингз Маунтин и рапу на заводе Сильвер-Пик в карбонат лития. Современные производственные мощности заводов компаний оцениваются (в тоннах по содержанию металла): Бессемер-Сити — 3080, Кингз Маунтин — 1540, Сильвер-Пик — 1370.

Компании FMC принадлежат также три литиевых завода — в Санбрайте, Нью Джонсонвилле и Фрайзере, на которых карбонат перерабатывается в различные литиевые соли и металл.

Потребление и потребность

Основной объем потребления лития (примерно 50 %) приходится на США (табл. 58). Однако по темпам роста потребления западноевропейские, южноамериканские страны и Япония в последние годы значительно опережают США. В 1979—1980 гг. структура потребления лития в США: электролиз алюминия—31 %, стекло и керамика—28 %, смазки—16 %, разное—25 %. Хотя алюминиевая промышленность и остается основной областью применения лития и число фирм, использующих карбонат в производстве Al, постоянно растет, масштабы потребляемого лития в данной сфере за последние годы снизились (в США в 1977 г. — 1361 т, в 1978 г. — 1088 т, в 1979 г. — 907 т). Это связано с уменьшением вдвое норм расхода карбоната лития на 1 т получаемого Al в результате совершенствования технологии, ростом цен на карбонат лития, а также со спецификой процесса электролиза, требующего значительных первоначальных и гораздо меньших последующих количеств литиевой соли.

В США и Великобритании разработаны Al-Li сплавы, плотность которых на 10—15 % меньше, а модуль упругости и прочность на 20 % выше, чем у стандартных алюминиевых сплавов. Замена такими сплавами 73 т алюминия, используемого при постройке реактивного самолета, позволит снизить его вес на 5,5 т, что обеспечит экономию 840 т топлива в год. Потребность в литии для гражданской авиации Великобритании на ближайшие 10 лет оценена в 1360 т в год.

В качестве наиболее перспективной и металлоемкой области применения лития рассматриваются перезаряжаемые химические источники тока для электромобилей и резервных систем аккумулирования электроэнергии на электростанциях (табл. 59). Кумулятивная потребность США в литии для первичных батарей оценивается в 1987—1991 гг. на уровне 7000 т в год. Потенциально еще более емкой областью применения лития считается управляемый термоядерный синтез, где изотоп ${}^6\text{Li}$ совмещает функции охладителя источника получения трития — основного компонента термоядерного топлива.

Таблица 58

Потребление (в т) лития в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах

Континенты, страны	1978 г.	1979 г.	1980 г.	1981 г.	1982 г.
США *	2141	2141	2184	2343	1872
Западная Европа	771	942	1028	1114	771
Япония	351	403	471	536	655
Бразилия, Аргентина	257	325	428	471	343
Другие страны	514	514	557	514	385
Всего	4034	4325	4668	4978	4026

* В первоисточнике значится «Северная Америка», но так как потребление лития в Канаде ничтожно мало, все сведения отнесены к США. В 1978 г. и, по-видимому, в последующие годы не учтены литиевые минеральные концентраты, непосредственно потребляемые в стекольной и керамической промышленности США.

Таблица 59

Прогноз годовой потребности в Li развитых капиталистических и развивающихся стран в 2000 г. (в т металла)

Страны	Минимум	Максимум	Наиболее вероятно
США	5730	39 660	11 700
В том числе:			
электролиз алюминия	907	9 070	2 720
стекло и керамика	1180	1 810	1 360
смазки	726	1 180	900
другие известные области применения	1360	2 270	1 900
новые области	1360	22 670	3 620
Западноевропейские	1030	8 220	3700
Япония	470	3 780	1 700
Южноамериканские	670	5 340	2 400
Всего	8000	57 000	19 500

Внешняя торговля и цены

Главная особенность литиевых внешнеторговых операций в последние годы — резкое возрастание международной торговли химическими соединениями (преимущественно карбонатом и гидроокисью) и падение доли концентратов. Основной экспортер литиевых химических продуктов — США удовлетворяет примерно 3/4 потребности Японии, ФРГ, Великобритании, Франции и других стран. В 1981 г. экспорт США достиг рекордной цифры — 2400 т металла (1978 г. — 1814 т, 1979 г. — 2177 т, 1980 г. — 2267 т). Около 2/3 его приходилось на карбонат. В 1982 г. экспорт упал на 25 % (до 1770 т) в результате общей депрессии капиталистической экономики. США ввозят незначительные количества литиевых концентратов (3—4 тыс. т в год) в основном из ЮАР, видимо, в порядке реэкспорта.

Основная роль во внешней торговле минеральным сырьем принадлежит петалиту, который с 1980 г. вновь поставляется на мировой рынок из Зимбабве в связи с отменой санкций ООН, введенных в 1965 г. на экспорт сырья из бывшей Южной Родезии; около 2500 т в год петалитового концентрата экспортирует Бразилия. Наиболее крупные импортеры литиевых соединений (преимущественно карбонатов) — ФРГ и Япония. В последнее время Япония ввозит в возрастающих размерах соединения лития из КНР. Все западноевропейские страны занимаются реэкспортом литиевой продукции; наиболее крупные реэкспортеры — Бельгия, Люксембург и Нидерланды.

В 1978—1983 гг. цены на африканские литиевые концентраты на Лондонской бирже оставались неизменными. В 1983 г. петалитовые концентраты (3,5—4,5 % Li_2O) котировались по 185 фунт. стерл/т (278 долл/т) и сподуменовые концентраты (4—7 % Li_2O) по 185—235 фунт. стерл/т (278—353 долл/т). Цены на карбонат лития технического качества за тот же период выросли в США в 1,4 раза — с 2,25 до 3,26 долл/кг, на металлургический литий 99,9 %-ной чистоты в партиях 0,5 кг — в 1,5 раза. Основные причины роста цен — инфляция, повышение цен на исходное сырье и электроэнергию. В 1982 г. не произошло намечавшегося повышения цен на некоторые химические продукты.

РУБИДИЙ И ЦЕЗИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И СВОЙСТВА

История открытия. Сначала был открыт цезий (Caesium). В 1860 г. немецкие химики Р. Бунзен и Г. Кирхгофф обнаружили его при спектральном исследовании солей щелочных металлов, осажденных из минеральных вод. Цезий — первый элемент, открытый спектральным анализом. В 1861 г. эти ученые открыли рубидий (Rubidium) при анализе того же осадка солей и лепидолита.

Открытые элементы получили название от «цезиус» (лат.) — небесно-голубой и «рубидиус» (лат.) — темно-красный по цвету ранее неизвестных линий спектра.

Металлический рубидий впервые получил Р. Бунзен в 1863 г. при восстановлении углем гидронитрата рубидия. Металлический цезий из-за его меньшей распространенности был получен гораздо позже (в 1882 г.) К. Сеттебергом электролизом расплава цианида цезия.

Сведения об атоме. Рубидий и цезий — элементы главной подгруппы первой группы Периодической системы Д. И. Менделеева, их порядковые номера — 37 и 55 соответственно.

Атомная масса рубидия 85,47. Природный рубидий радиоактивен и состоит из двух изотопов: 72,15 % ^{85}Rb и 27,85 % ^{87}Rb . Последний является β -активным с периодом полураспада $5 \cdot 10^{10}$ лет, продукт распада ^{87}Sr . Искусственные малоустойчивые изотопы рубидия с массовыми числами менее 85 обладают позитронной активностью, а с массовыми числами более 85 — β -активностью.

Атомная масса цезия 132,905. Цезий имеет в природе только один стабильный изотоп ^{133}Cs . Известны радиоактивные искусственные изотопы цезия; изотопы с массовыми числами 123—133 обладают позитронной активностью, а с массовыми числами 134—144 — β -активностью. Период полураспада искусственных изотопов цезия варьирует от нескольких секунд до 13,7 суток и только у ^{134}Cs равен 2,3 года, у ^{137}Cs — 33 годам, а у ^{135}Cs — 3 млн. лет.

Атомы рубидия и цезия имеют шаровое строение типа благородных газов. Электронная структура:

атома рубидия — $1s^2 2s^2 p^6 3s^2 p^6 d^{10} 4s^2 p^6 5s^1$;

атома цезия — $1s^2 2s^2 p^6 3s^2 p^6 d^{10} 4s^2 p^6 d^{10} 5s^2 p^6 6s^1$

Основные константы атомов рубидия и цезия:

	Рубидий	Цезий
Конфигурация внешних электронов	$5s^1$	$6s^1$
Атомный объем, $\text{см}^3/\text{г-атом}$	55,9	69,95
Атомный радиус, нм	0,253	0,272
Ионный радиус, нм	0,149	0,165
Первый потенциал ионизации, эВ	4,176	3,893
Поляризуемость атомов	44 ± 5	52 ± 6
Электроотрицательность	373	587

Физические свойства. Рубидий и цезий — серебристо-белые пластичные металлы. Рубидий слабо парамагнитен, цезий диамагнитен. Теплоемкость и электропроводность намного ниже, чем у других природных щелочных металлов. При

сильном охлаждении кристаллизуются в кубической объемно-центрированной решетке; a равны 5,585 и 6,045 соответственно. Основные физические константы:

	Рубидий	Цезий
Плотность при 20 °С, г/см ³	1,5	1,9
при температуре плавления	1,47	1,84
Твердость по Моосу	0,3	0,2
Температура плавления, °С	39,0	28,5
кипения, °С	705	688
Теплота плавления, кДж/кг	25	16
Увеличение объема при плавлении, %	2,5	2,6
Теплота испарения, кДж/кг	848	584

Химические свойства. Рубидий и цезий в соединениях всегда одновалентные, положительными. Из всех металлов они обладают наибольшими атомными и ионными радиусами и наименьшими первыми потенциалами ионизации, благодаря чему характеризуются: самой высокой химической активностью, большой поляризуемостью атомов, незначительной способностью поляризовать атомы других элементов, высокой термической стойкостью солей и способностью образовывать прочные соединения с комплексными анионами.

Рубидий и цезий — самые реакционноспособные металлы. На воздухе они мгновенно воспламеняются с образованием перекисей и надперекисей. С кислородом образуют окиси Me_2O , перекиси Me_2O_2 , триоксиды $Me_4(O_2)_3$, надперекиси MeO_2 и озониды MeO_3 . С водой реагируют весьма бурно, образуя $MeOH$. Со взрывом взаимодействуют с галогенами, серой, CO_2 и четыреххлористым углеродом.

С красным фосфором, углеродом (графитом) и кремнием реагируют при нагревании. При нагревании выше 300 °С разрушают стекло, восстанавливая кремний из кремнезема и силикатов. Сильно корродируют металлы и многие материалы. С азотом непосредственно не реагируют.

Рубидий и цезий очень бурно реагируют со всеми кислотами, образуя соли. Растворяются в жидком аммиаке с образованием амидов.

Свойства наиболее важных для технологии и промышленности химических соединений рубидия и цезия приведены в табл. 60.

Рубидий и цезий образуют между собой и другими металлами сплавы: с щелочными металлами — в основном эвтектические смеси и твердые растворы, с тяжелыми металлами (Au, Hg, Bi, Sb и др.) — интерметаллические соединения (например, $RbAu$, $RbAu_2$, $RbAu_4$, $CsAu$, $MeBi_2$, Me_3Bi , Me_3Sb).

МИНЕРАЛОГИЯ

Особенности состава минералов

К собственным минералам рубидия условно (см. раздел «Литий») относятся три самые богатые рубидием калиевые слюды и один полевой шпат, в которых содержание Rb_2O составляет 2,9—4,5 %.

Минерал	Содержание, %	
	Rb_2O	Cs_2O
Рубидиевый микроклин ($K_{0,8}Rb_{0,2}AlSi_3O_8$)	2,9—3,1	0,2
Литиево-рубидиевый фенгит ($K_{0,84}Rb_{0,16}(Al, Mg, Li)_2AlSi_3O_{10}(OH, F)_2$)	1,7—2,9	0,8—0,9
Рубидиевый мусковит ($K_{0,82}Rb_{0,18}Al_2AlSi_3O_{10}(OH, F)_2$)	3,9	0,4
Рубидиевый лепидолит ($K_{0,79}Rb_{0,21}Al_{1,5}Li_{1,5}AlSi_3O_{10}(F, OH)_2$)	4,5	1,0

У цезия выявлено восемь минералов: пять силикатов, один борат, один фторборат и один окисел.

Таблица 60

Свойства главнейших химических соединений рубидия и цезия

Соединения	Плотность при 20 °С, г/см ³	Температура плавления, °С	Растворимость в воде		
			t, °С	г/100 г	
Гидроокиси	RbOH	3,203	328	15	64,2
	CsOH	3,675	346	15	79,4
Сульфаты	Rb ₂ SO ₄	3,615	1074	20	48,2
	Cs ₂ SO ₄	4,246	1019	20	178,7
Алюмооквасы	RbAl(SO ₄) ₂ ·12H ₂ O	—	—	20	1,51
	CsAl(SO ₄) ₂ ·12H ₂ O	—	—	20	0,46
Нитраты	RbNO ₃	3,112	313	25	68,97
	CsNO ₃	3,643	414	25	28,84
Дигидроортофосфаты	RbH ₂ PO ₄	2,858	—	25	78,9
	CsH ₂ PO ₄	3,628	—	25	147,5
Карбонаты	Rb ₂ CO ₃	—	—	25	249,3
	Cs ₂ CO ₃	—	—	20	308,3
Перхлораты	RbClO ₄	—	606	—	—
	CsClO ₄	—	575	—	—
Перренаты	RbReO ₄	4,73	598	19	1,05
	CsReO ₄	4,76	606	19	0,78
Фториды	RbF	2,88	790	25	289,8
	CsF	3,59	694	25	530
Хлориды	RbCl	2,8	719	25	94,4
	CsCl	4,0	645	25	191,9
Бромиды	RbBr	3,35	690	25	114,1
	CrBr	4,43	636	25	55,2
Йодиды	RbJ	3,55	655	25	163
	CsJ	4,51	634	25	46,1

Содержание Cs₂O в минералах варьирует от 5 до 32 %. Силикаты в целом богаче цезием, чем борат (до 5 %) и фтороборат (до 7 %).

Минерал	Содержание, %	
	Rb ₂ O	Cs ₂ O
Авогадрит K ₂ CsB ₃ F ₁₂	He	опр.
Родицит CsLiBe ₂ Al ₄ B ₁₂ O ₂₈	»	До 5,0
Поллуцит CsAlSi ₃ O ₆ ·nH ₂ O	0,15—0,8	25,7—32,3
Воробейнит (морганит) Cs _x Be _{3-x} Al ₂ Si ₆ O ₁₈	0,003—0,005	2,5—7,5
Цезиевый биотит (K _{0,46} Rb _{0,08} Cs _{0,24} Ca _{0,12}) _{0,90} (MgFe, Al) ₃ AlX × Si ₃ O ₁₀ (OH, F) ₂	1,4—1,6	3,9—7,1
Цезиевый астрофиллит NaKCsFe ₇ Ti ₂ Si ₈ O ₂₇ (OH) ₂ F	0,27	10,8
Цезий-куплетскит Cs ₂ NaMn ₄ Fe ₃ Ti ₂ Si ₈ O ₂₇ (OH) ₂ F	0,18	11,6
Маргаритасит Cs(UO ₂) ₂ V ₂ O ₈ ·nH ₂ O	—	18,7

Описание минералов

Рубидиевый микроклин встречается в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах с танталатами, лепидолитом и поллуцитом. Физические свойства существенно не отличаются от стандартного микроклина, если не считать несколько

большей плотности и увеличенных параметров решетки. В химическом составе отмечается повышенное содержание Cs_2O до 0,2 %.

Рубидиевый мусковит. Изучен М. В. Скосыревой в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах с танталатами, лепидолитом и поллуцитом. От стандартного мусковита отличается увеличенными размерами решетки и повышенным содержанием Cs_2O до 0,4 %. Может иметь промышленное значение на рубидий и цезий.

Рубидиевый лепидолит. Распространен в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах с танталатами, поллуцитом и лепидолитом. От стандартного лепидолита отличается увеличенными размерами решетки и повышенным содержанием цезия до 1 %. Имеет промышленное значение для получения рубидия и цезия совместно с литием.

Авогадрит (avogadrite). Открыт Ф. Замбонини (F. Zambonini, 1926 г.). $\text{K}_2\text{CsB}_3\text{F}_{12}$. Ромб. синг. Простр. гр. *Pnma*; a_0 8,10, b_0 5,18, c_0 6,64; Ng 1,325, Np 1,324. Пластинчатый. Цв. белый. Пл. 2,5. Вулканогенный. Встречен на стенках кратера Везувий (Италия).

Поллуцит (pollucite), устаревшее название поллукс. Открыт Ж. Брейтгауптом (Z. F. A. Breithaupt, 1846 г.). $\text{CsAlSi}_2\text{O}_6$. Хим. состав (%): Cs_2O 31,4; Na_2O 2,8; Al_2O_3 16,0; SiO_2 47,0; K_2O 2,8; присутствуют Rb (до 1 %), K, Li, Ti. Куб. синг. Простр. гр. *Ia3d*; a_0 13,74. Дебаеграмма 3,43—2,92—1,86—1,74. Nm 1,507—1,527. Образует неправильные выделения, блоки, размером от долей сантиметра до 1 м. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Цв. белый с серым, желтоватым, розоватым оттенком, редко бесцветный и прозрачный. Бл. стеклянный. Тв. 7. Пл. 2,98. Широко распространен в центральных зонах сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов. Ассоциирует с лепидолитом, поздним альбитом, амблигонитом, танталатами, цветным и полихромным турмалином. Промышленный минерал на цезий. Месторождения: Монтгарн (Канада), Бикита (Зимбабве), Карибб (Намибия).

Цезиевый астрофиллит (Cs-astrorphyllite). $\text{KNaCsFe}_7\text{Ti}_2\text{Si}_5\text{O}_{27}(\text{OH})_2\text{F}$. Отличается от стандартного астрофиллита несколько большими параметрами решетки и содержанием до 10,8 % Cs_2O .

Цезий-куплетскит (cesium-kupletskite). Установлен А. Ф. Ефимовым (1971 г.). $\text{Cs}_2\text{NaMn}_4\text{Fe}_3\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}(\text{OH})_2\text{F}$. Содержит до 11,6 % Cs_2O , присутствуют K, Zr, Nb, Rb. Трикл. синг.; a_0 5,41, b_0 11,74, c_0 21,16; α 89°, β 90°, γ 102,4°. Дебаеграмма 3,54—2,79—2,66—2,58—1,77. Ng 1,758, Nm 1,726. Плеохроирует. Пластинчатые кристаллы. Цв. бурый. Пл. 3,68. Распространен в эгирниновых сиенитах и пегматитах массива Дарапиоз (Таджикистан). Возможный источник получения цезия.

Цезиевый биотит. Установлен Ф. Хессом и Ж. Файхи (F. L. Hess, J. J. Fahey, 1932 г., содержит до 3,14 % Cs_2O . В. А. Хвостовой изучен цезиевый биотит с содержанием до 7,1 % Cs_2O . Распространен в экзоконтактах редкометалльных пегматитов, залегающих в пара- и ортоамфиболитах. От стандартного биотита отличается большими параметрами решетки.

Маргаритасит (margaritasite). Открыт Венричем (Wenrich et al, 1982 г.). $(\text{Cs}, \text{K}, \text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Хим. состав (микросонд, %): Cs_2O 18,7; K_2O 1,73; UO_3 58,9; V_2O_5 18,1; H_2O (вычисл.) 2,5; сумма 99,9. Монокл. синг. Простр. гр. *P2₁/a*; a_0 10,514; b_0 8,425; c_0 7,25. Оптически близок карнатиту. Тонкозернистые агрегаты. Цв. желтый. Пл. 5,40. Обнаружен на урановом месторождении Маргаритас (Мексика), в виде реликтовых фенокристаллов в риодацитовых туфах.

Несобственные минералы

Рубидий. Обогащение рубидием характерно для минералов калия (см. табл. 4). Лепидолит, полилитнионит, циннвальдит, розовый мусковит и жильбертит содержат, как правило, 0,5—1,5 % Rb, иногда более. В уникальных случаях некоторые слюды содержат до 4 % Rb. Минералы редкометалльных и щелочных пегматитов — биотит, мусковит, амазонит, микроклин, флогопит, лепидомелан, тайниолит, куплетскит, юкспорит и др. — часто также обнаруживают высокие концентрации рубидия (0,1—1 % и более). В остальных проанализированных минералах количество рубидия преимущественно не превышает 0,1 % и составляет сотые, тысячные и десятитысячные доли процента. Таким образом, геохимическая близость к калию — главная закономерность распределения рубидия в земной коре, однако известны и существенные отклонения. Так, величина отношения K/Rb в минералах изменяется в очень широких пределах — от 1,5 до 24 100. Даже в образцах одного и того же минерала, отобранных из различных пород, наименьшие значения отношения K/Rb отличаются от наибольших в десятки раз.

Постоянно высокое содержание рубидия характерно для поллуцита, поскольку рубидий и цезий близки по химическим и кристаллохимическим свойствам. Кроме того, вхождение рубидия в решетку поллуцита энергетически выгодно, так как его потенциал ионизации больше, чем у цезия.

По размеру ионного радиуса рубидий также близок к таллию, барию и свинцу. Однако таллий не образует собственных минералов в литофильном процессе, замещение бария невыгодно энергетически и требует электростатической компенсации, а свинец является двухвалентным сульфурофилом, т. е. таллий, барий и свинец не могут сколько-нибудь заметно способствовать рассеянию рубидия.

Цезий. Наивысшее содержание цезия (2,68 %) зафиксировано в розовом берилле — воробьевите. Лепидолит и жильбертит содержат от 0,2 до 0,65 % Cs, рубидиевый лепидолит — до 0,95 %. В некоторых случаях более 0,1 % Cs имеют поздние микроклины (0,233—0,269 %) и розовый мусковит (0,137 %) из поллуцитсодержащих зон редкометалльных пегматитов, а также циннвальдит из грейзенов (0,208 %). Во всех других минералах обычно отмечаются сотые, тысячные и десятитысячные доли процента цезия.

За исключением берилла, все перечисленные богатые цезием минералы — калиевые. В то же время у калия по сравнению с рубидием изоморфизм с цезием в значительной степени затруднен вследствие разного размера их ионных радиусов (более 24 %). Поэтому в подавляющем большинстве случаев калиевые минералы содержат не более сотых, а то и тысячных долей процента цезия (см. табл. 4).

Из-за меньшей геохимической близости калия и цезия величина отношения K/Cs в минералах изменяется в еще больших пределах, чем величина отношения K/Rb , — от 1 до 100 000 и более. Даже в одном и том же минерале из разных пород наименьшие значения отношения K/Cs от наибольших отличаются в десятки и сотни раз.

В некалиевых минералах величина отношения калия к рубидию и особенно к цезию всегда гораздо ниже, чем в ассоциирующих с ними калиевых минералах, что свидетельствует о способности редких щелочных металлов рассеиваться в

По данным А. П. Виноградова [9], содержания Rb и Cs в каменных метеоритах соответственно составляют 5 г/т и 0,1 г/т, Rb/Cs—50, K/Rb—134, K/Cs—8500. Методы нейтронно-активационного и масс-спектрометрического анализов 24-х хондритов показали гораздо более низкие концентрации рубидия (2,45 г/т) и цезия (0,0073 г/т), Rb/Cs—335 (Cabell, Smales, 1957 г.). Тэйлор и Сакс (Taylor, Sacks, 1964 г.) определили в австралитах (24 пробы): Rb—82 г/т, Cs—2,6 г/т, Rb/Cs—31, K/Rb—224, K/Cs—7000. При анализе тектитов (21 проба) методами пламенной фотометрии, спектральным и рентгеноспектральным было установлено: Rb—62 г/т, Cs—1,8 г/т, Rb/Cs—34, K/Rb—282, K/Cs—9600 (Е. А. Cuffita, 1963 г.). В семи образцах хондритов К. Альбукерк (1971 г.) определил 1—4,2 г/т Rb, а в мезосидерите—менее 1 г/т. В микрогаббро лунного грунта обнаружено 27—60 г/т Rb (В. Л. Барсуков и др., 1977 г.).

Кларки рубидия и цезия для земной коры, по данным различных авторов сильно отличаются (см. табл. 6). По данным Н. А. Солодова и др. (среднее по 10 655 пробам), кларк рубидия для земной коры составляет 82 г/т, цезия—5 г/т, Rb/Cs—16, K/Rb—220, K/Cs—23 600 [37]. По сравнению с хондритами земная кора богаче рубидием в 16 раз, а цезием в 42 раза. По А. А. Беусу и С. В. Григоряну (1975 г.), кларк рубидия равен 90 г/т, цезия—2 г/т.

По распространенности элементов в земной коре рубидий занимает 22-е, цезий—47-е место. Таким образом, цезий гораздо распространеннее, чем мышьяк, ртуть, сурьма, олово и серебро, а рубидия больше, чем свинца, цинка, меди и никеля, т. е. металлов, широко употребляемых во многих отраслях народного хозяйства.

Ультрабазиты, базиты и средние породы

В ультраосновных породах содержание рубидия изменяется от десятитысячных до первых тысячных долей процента [21].

Величина среднего содержания рубидия в ультрабазитах оценивается по-разному: 2 г/т—Турекьян и Ведеполь (1961 г.), позднее А. П. Виноградов [9]; 9 г/т—А. А. Беус и М.Т. Ойзерман (1965 г.); 5 г/т—А. А. Беус и С. В. Григорян [3]; 23 г/т (глубинные ультраосновные породы—20—57 г/т, в среднем по 10 опробованным массивам 38 г/т, эффузивы—7,7 г/т)—Б. И. Коган, В. А. Названова, Н. А. Солодов [21]. Последние цифры, самые высокие из известных в литературе, хорошо согласуются с содержанием рубидия в главном минерале-носителе—пироксене; 43 г/т (среднее по 19 пробам), в отдельных случаях до 160 г/т (см. табл. 4).

О среднем содержании цезия в ультраосновных породах достоверные данные, в сущности, отсутствуют: 0,1 г/т—Э. Хорстман (1959 г.), Турекьян и Ведеполь (1961 г.); 0,1 г/т—А. П. Виноградов [9]; 11 г/т (глубинные ультраосновные породы—5—23 г/т, в среднем по 9 опробованным массивам 20 г/т, эффузивы—0,6 г/т)—Н. А. Солодов и др. [37]. Последние данные согласуются с результатами анализа на цезий главнейших минералов ультрабазитов—оливина и пироксена (см. табл. 4); величина отношения Rb/Cs в ультраосновных породах—2.

Среднее содержание рубидия в основных породах в большинстве случаев варьирует в пределах десятков граммов на тонну: n г/т—Аренс (1952 г.), Ю. А. Шукулюков и др. (1965 г.); $10n$ г/т—Б. И. Коган и др. (1971 г.);

30 г/т — Турекьян, Ведеполь (1961 г.); 28 г/т — А. А. Беус и М. Т. Ойзерман (1965 г.); 30 г/т — А. А. Беус и С. В. Григорян [3].

В большинстве опробованных массивов основных пород СССР [21] содержание рублидия изменяется от 40 г/т до 70 г/т (в среднем 60 г/т). В основных эффузивах, по данным Н. А. Солодова и др. (1980 г.), среднее содержание рублидия составляет 38 г/т, в среднем по всем базитам — 50 г/т.

Содержание цезия в основных породах не изучено. Известны лишь единичные анализы этих пород на цезий, различающиеся на один-три порядка (Б. И. Коган и др., 1971 г.). По данным Турекьяна и Ведеполя, а также А. П. Виноградова, среднее содержание цезия в базитах составляет 1 г/т. Э. Л. Хорстман (1959 г.) считает, что оно ниже этой величины. Судя по величине отношения рублидия к цезию в амфиболах, пироксенах, плагиоклазах и биотитах (см. табл. 4), данные А. П. Виноградова занижены примерно на порядок: среднее содержание цезия в глубинных основных породах должно быть около 10 г/т, величина отношения Rb/Cs — 6. В основных эффузивах содержится 3,4 г/т цезия, а следовательно, в среднем для всех базитов — 6,7 г/т.

В средних породах содержания рублидия, по данным анализа проб из отдельных массивов, изменяется от 20 до 130 г/т [21], среднее содержание — 110 г/т (Турекьян и Ведеполь, 1961 г.; А. П. Виноградов [9]; А. А. Беус и М. Т. Ойзерман, 1965 г.; А. А. Беус и С. В. Григорян [3]). В средних эффузивах содержится 78 г/т рублидия [21]. С учетом распространенности интрузивов и эффузивов кларк рублидия в средних магматических породах — 95 г/т.

Среднее содержание цезия в средних породах изучено также недостаточно. Немногочисленные данные (Коган Б. И., 1971) укладываются в довольно узкие пределы (3—12 г/т). По Турекьяну и Ведеполу (1961 г.), средние породы содержат 2 г/т цезия, по А. А. Беусу и С. В. Григоряну [3] — 1,5 г/т, по Н. А. Солодову и др. [37] — 5,5 г/т при величине отношения рублидия к цезию — 17.

Таким образом, содержание рублидия последовательно возрастает от ультраосновных пород (23 г/т) к средним (95 г/т), что вполне согласуется с обычным характером распределения этого элемента. Содержание цезия от ультраосновных пород к средним уменьшается от 11 до 5,5 г/т.

Поскольку от ультрабазитов к кислым породам содержание калия возрастает от 0,05 до 3,5 % (см. табл. 7), а содержание цезия падает, то, следовательно, поведение цезия в магматическом процессе не зависит от поведения калия. Наряду с отмечавшимся выше тяготением цезия к магнию и железу, на поведении цезия сказывается явная способность к большему рассеянию в минералах, образующихся при более высокой температуре. Так, например, пироксены заметно богаче цезием, чем амфиболы (см. табл. 4).

Рублидий в этом отношении полностью противоположен цезию. Его содержание, как и калия, возрастает от ультраосновных пород к средним, а концентрация в минералах не обнаруживает зависимости от температуры.

Кислые породы

Содержание редких металлов в гранитоидах наиболее подробно изучено Н. И. Тихомировой. По ее данным, граниты, расположенные в структурах с преобладающим режимом восходящих движений и отсутствием магматизма в доорогенный этап, всегда характеризуются в пределах одной и той же формации более высокими содержаниями всех щелочных металлов (см. табл. 11).

Кларки Rb и Cs в гранитоидах СССР были подсчитаны исходя из их средних содержаний по формациям с учетом числа и относительного размера массивов в каждой формации (см. табл. 11). Кларк рубидия в сиалических гранитах, расположенных в структурах с режимом преобладающих нисходящих движений, равен 164 г/т, т. е. почти в два раза выше, чем в базальтоидных гранитах, и примерно в полтора раза ниже, чем в гранитах, расположенных в структурах с режимом преобладающих восходящих движений. Кларк рубидия в гранитах, расположенных в структурах с режимом преобладающих нисходящих движений, равен 156 г/т, в структурах с режимом преобладающих восходящих движений — 254 г/т, а в гранитах обоих типов — 186 г/т. Эти величины близки к данным А. П. Виноградова (200 г/т) и почти совпадают с данными А. А. Беуса и С. В. Григоряна (1975 г.) для гранитной оболочки (180 г/т).

Кларк цезия в сиалических гранитах, расположенных в структурах с преобладающим режимом нисходящих движений, — 3 г/т, т. е. почти в три раза больше, чем в базальтоидных гранитоидах, и в пять раз меньше по сравнению с сиалическими гранитами в структурах с режимом преобладающих восходящих движений. Кларк цезия во всех гранитах, расположенных в структурах с режимом нисходящих движений, — 2,8 г/т; в структурах с режимом восходящих движений — 15 г/т; для гранитов СССР — 7,4 г/т. Эти значения почти в полтора раза выше данных А. П. Виноградова (5 г/т) и в два раза превосходят кларк цезия, рассчитанный А. А. Беусом и С. В. Григоряном для гранитной оболочки (3,8 г/т).

Гранитные пегматиты

Среднее содержание рубидия в гранитных пегматитах, включая слюдоносные и керамические, составляет 0,043 %, а цезия — 0,0044 %. Промышленные типы редкометалльных пегматитов содержат в среднем 0,127 % рубидия и 0,040 % цезия, что соответственно в 6 раз и 54 раза выше их концентраций в материнских гранитах (см. табл. 12).

Среднее содержание цезия в редкометалльных пегматитах различных парагенетических типов крайне изменчиво — от 0,005 до 0,103 % (см. табл. 13). Изменчивость средних содержаний рубидия гораздо менее значительна — 0,1—0,2 %.

Щелочные породы

Содержание рубидия в кимберлитах варьирует от 34 до 235 г/т (см. табл. 15). Среднее содержание рубидия и цезия в нефелиновых сиенитах вычислялось В. И. Герасимовским, Л. С. Бородиным, Е. Д. Осокиным и Л. Д. Туголесовым (см. табл. 16, 17).

Нефелиновые сиениты различных формаций содержат неодинаковое количество редких металлов. Если расположить формации в ряд последовательного убывания величины отношения Na/K, то содержание всех редких элементов в нефелиновых сиенитах закономерно возрастает от щелочно-ультраосновной формации к калиевой щелочно-базальтоидной: Rb — от 90 до 370 г/т, Cs — от 1 до 16,8 г/т. В соответствии с этим общим правилом в этом же направлении убывают величины отношений K/Rb (от 456 до 196), K/Cs (от 41000 до 4310). Rb/Cs (от 90 до 22).

Средние содержания рубидия (200 г/т) и цезия (6,9 г/т) в нефелиновых сиенитах очень близки к подсчитанным кларкам для гранитоидов (соответственно 184 и 7,4 г/т). Нефелиновые сиениты щелочно-базальтоидной формации содержат в два раза больше рубидия и цезия, чем щелочноземельные граниты.

В. Г. Лазаренковым [25] подсчитаны средние содержания редких металлов не только в нефелиновых сиенитах, но и в карбонатитах, щелочных сиенитах и щелочных гранитах (см. табл. 18). Среднее содержание рубидия в щелочных породах (227 г/т) в полтора раза выше, чем в щелочноземельных. Наивысшие содержания рубидия установлены в агпайтовых (296 г/т) и миаскитовых (270 г/т) нефелиновых сиенитах, а наименьшие — в йолитах (100 г/т) и карбонатитах (40 г/т). Щелочные граниты содержат 221 г/т рубидия и лишь на 20 % богаче щелочноземельных гранитов (184 г/т).

Среднее содержание цезия в щелочных породах (6,4 г/т) несколько выше, чем в щелочноземельных [25]. Максимальное содержание цезия (12 г/т) установлено в массивах нефелиновых сиенитов, минимальное (3,3 г/т) — в щелочных гранитах. Щелочноземельные граниты содержат цезия 7,4 г/т, в остальных щелочных породах установлены примерно одинаковые концентрации Cs — около 8 г/т.

В щелочных породах величина отношения Rb/Cs изменяется от 15 до 37 (в среднем 35) и лишь в щелочных гранитах достигает 67. Последний результат сильно отличается от величины Rb/Cs в щелочноземельных гранитах (Rb/Cs 25).

Главные минералы-носители рубидия в нефелиновых сиенитах — микроклин и нефелин, в которых его содержание составляет тысячные доли процента, иногда до 0,02 %. Содалит, арфведсонит и эвдиалит содержат первые тысячные доли процента рубидия, эгирин и альбит — десятитысячные. Аналогично распределен в минералах и цезий, но его содержание на 1—1,5 порядка ниже.

В целом содержания рубидия и цезия в щелочных массивах возрастают от ранних к поздним фазам и дифференциатам, а величины отношений K/Rb и K/Cs уменьшаются. Однако известны и отклонения от общей закономерности (см. табл. 19), которые объясняются вариациями минерального состава щелочных пород.

Эффузивные породы

Распространенность рубидия и цезия в эффузивах наиболее важных петрохимических типов впервые изучена А. А. Кременецким и Н. А. Юшко.

Рубидий. В зависимости от кремнекислотности и общей щелочности вулканических пород для рубидия наиболее четко проявлены две тенденции:

- 1) увеличение средних содержаний в пределах каждого из выделенных рядов щелочности в соответствии с увеличением кремнекислотности породы: в щелочноземельном ряду — от 8 г/т (пикриты) до 161 г/т (вулканические стекла кислого состава); в ряду повышенной щелочности — от 35 г/т (щелочные пикриты) до 180 г/т (щелочные липариты); в щелочном ряду — от 76 г/т (базаниты-нефелиниты) до 151 г/т (пантеллериты и комендиты);

- 2) увеличение средних концентраций от щелочноземельного ряда к ряду повышенной щелочности и к щелочному ряду (см. табл. 20, 21).

Максимальные значения средних содержаний, а также аномально высокие концентрации рубидия отмечаются в лейцититах и лейцитифирах ($\bar{c}=268$ г/т; $c_{\max}=700$ г/т), а также в кислых вулканических стеклах ($\bar{c}=161$ г/т; $c_{\max}=880$ г/т).

Основными концентраторами рубидия в вулканических породах служат как минералы вкрапленников (лейцит, санидин, биотит; в меньшей степени мусковит, калиевые полевые шпаты и нефелин), так и стекловатая основная масса. Согласно данным М. Барбиери, М. Форнасеро и А. Пента (1968 г.), в щелочных эффузивных породах Центральной Италии содержание рубидия в фенокристаллах лейцита достигает 0,3 %, в биотите — 0,09 %, санидине — 0,06 %.

В эффузивных породах, являющихся субвулканическими аналогами альбит-лепидолитовых гранитов, аномально высокие концентрации рубидия (0,22—0,25 %) связаны с присутствием слюд — мусковита и лепидолита.

В вулканических стеклах содержание рубидия изменяется от 14 до 880 г/т, при этом 80—95 % рубидия концентрируется в стекловатой основной массе. Процессы гидротермального изменения стекол приводят к резкому увеличению концентраций рубидия ($c_{\max} = 0,3$ %; $\bar{c} = 0,045$ %).

Цезий. Для цезия отчетливо установлено возрастание содержания в щелочноземельном ряду с ростом кремнекислотности от 0,4 г/т (пикриты) до 56 г/т (кислые вулканические стекла). В рядах повышенной щелочности и щелочном эта тенденция не наблюдается. В целом для эффузивных пород, за исключением кислых вулканических стекол, характерны низкие содержания цезия — 0,6—9 г/т, так как он, имея самый большой радиус иона, обладает ограниченной способностью к изоморфным замещениям в минералах магматических пород. В связи с этим цезий совместно с рубидием накапливается в конечных продуктах дифференциации магматического расплава. Так, в кислых эффузивах среднее содержание цезия — 7 г/т, аномально высокое — 168 г/т, в кислых вулканических стеклах — соответственно 30 и 410 г/т. При гидротермальном изменении стекол содержания в них цезия, как и рубидия, резко возрастают, достигая исключительно высоких значений: среднее содержание — 0,025 %, аномально высокое — 0,315 %.

С ростом кремнекислотности вулканических пород величина отношения K/Rb уменьшается от 300 до 186.

У цезия, несмотря на четко выраженную тенденцию увеличения содержания от основных эффузивов (0,6—3 г/т) до кислых (7—9 г/т), значения отношения K/Cs последовательно увеличиваются от 2533 до 4086.

В распределении редких щелочных металлов в вулканических породах установлены две основные тенденции: 1) увеличение содержаний Li и Rb с повышением щелочности, 2) накопление Cs и Rb с увеличением кремнекислотности. Вторая тенденция соответствует модели магматической дифференциации, в процессе которой остаточные магмы обогащаются редкими щелочными металлами. Средние содержания редких щелочных металлов рассчитаны лишь для отдельных групп эффузивов: андезитов (Тейлор С. Р., 1972 г.), базальтов (Engel A. E. J., Engel G. G., Havens R. G., 1965 г.), кислых вулканических стекол (Кременецкий А. А., Лебедева Л. И., Солодов Н. А., 1973 г.).

Средние содержания рубидия и цезия в петрохимических группах и подгруппах вулканических пород оценивались методом средневзвешенного по числу проб в каждой выборке, приближенно отвечающему относительной распространенности данных пород (см. табл. 21). В целом для вулканических пород литосферы кларк рубидия составляет 61 г/т, цезия — 4,4 г/т. Малораспространенные ультраосновные и щелочные эффузивы в расчет не принимались.

Редкие щелочные металлы характеризуются неравномерным региональным распространением. В одних регионах все эффузивы любого состава значительно

обеднены (в 5—11 раз) редкими щелочными металлами, тогда как в других средних содержания лития, рубидия и цезия в 3—65 раз выше соответствующих кларков. В каждой петрохимической группе эффузивов различного возраста средние содержания редких щелочных металлов довольно близки.

Для всех петрохимических групп вулканических пород, сформировавшихся в течение герцинского этапа, характерно постепенное увеличение средних содержаний редких щелочных элементов от геосинклинальной стадии к орогенной и далее к стадии тектоно-магматической активизации. Особенно наглядно это проявлено для рубидия (от 90 до 617 г/т) и цезия (от 4 до 49 г/т) в группе кислых вулканических стекол. Аналогичная тенденция для рубидия и цезия устанавливается в эффузивах мезо-кайнозойского возраста, тогда как максимальные значения средних содержаний лития отмечаются в вулканических породах преимущественно орогенной стадии (от 27 до 48 г/т).

Таким образом, формирование повышенных и аномально высоких концентраций рубидия и цезия в вулканических породах определяется: 1) наличием минералов-концентраторов (биотита, лейцита и т. д.), 2) величиной кремнекислотности и общей щелочности, 3) повышенной стекловатостью, 4) приуроченностью к вулкано-тектоническим структурам в пределах зон тектоно-магматической активизации, 5) проявлением эпигенетической гидротермально-метасоматической деятельности.

Осадочные породы

В группе карбонатных пород мергели характеризуются более высокими содержаниями рубидия (22,1 г/т) и цезия (5,2 г/т) по сравнению с загрязненными известняками (Rb — 19,5 г/т, Cs — 2,4 г/т), т. е. рубидий и цезий накапливаются преимущественно в породах, содержащих примесь глинистого материала. Содержания рубидия и цезия в ангидрит-доломитах и ангидритсодержащих глинисто-карбонатных породах несколько выше, чем в обычных доломитах, известняках и мергелях. Это объясняется принадлежностью ангидрит-доломитов к отложениям соленосных формаций, где обычно накапливаются значительные количества рубидия (например, в карналите). Минимальные концентрации редких щелочных металлов отмечаются в эдафогенных известковых илах, представляющих собой продукт подводного выветривания ультраосновных пород и содержащих примесь CaCO_3 (до 40 %).

В группе песчанистых пород средние концентрации рубидия и цезия четко увеличиваются с понижением гранулометрического состава. Максимальные содержания в глинах: Rb — 980 г/т (гидрослюдистые), Cs — 70 г/т (монтмориллонитовые); минимальные содержания: Rb — 10 г/т (каолинитовые), Cs — 2 г/т (гидрослюдистые). Поведение редких щелочных металлов при выветривании иллюстрируется табл. 61.

Устанавливается четкое увеличение средних содержаний редких щелочных металлов от группы карбонатных пород к песчаникам и глинам. По А. А. Беусу и С. В. Григоряну [3], в песчаниках содержится 60 г/т Rb и 0,1 г/т Cs, а в карбонатных породах — соответственно 3 и 0,01 г/т.

Кларки рубидия и цезия в осадочных породах, вычисленные с учетом распространения их главных групп в стратифере, равны: 91,7 г/т — Rb, 10,6 г/т — Cs. По А. П. Виноградову [9], кларк рубидия — 200 г/т, цезия — 12 г/т.

Таблица 61

Распределение щелочных элементов в профиле коры выветривания бокситового месторождения (по материалам В. И. Сиротина и А. А. Кременецкого)

Зона профиля коры выветривания	Число проб	Среднее содержание, г/т			K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
		Li	Rb	Cs			
Исходные породы (серицитовые и гидрослюдистые сланцы)	22	52,9	152,3	7,0	245	5329	22
Зона конечного выщелачивания, гидратации и гидролиза (глинистая зона)	17	112,1	138,3	7,0	158	3114	20
Зона конечного гидролиза:							
аллиты	14	241,6	50,9	7,0	412	3000	7
бокситы	30	169,0	31,8	7,1	68	296	4

Метаморфические породы

Содержание рубидия и цезия в метаморфических породах варьирует в широких пределах: Rb — от 2,5 до 200 г/т, Cs — от 0,5 до 85 г/т. Степень накопления этих металлов определяется: 1) содержанием кальция и магния, а в метapelитах — степенью их глиноземистости; 2) петрохимическим составом исходных пород и изначальным содержанием в них редких щелочных элементов; 3) степенью метаморфизованности; 4) содержанием в метаморфической породе слюд — основных носителей и концентраторов рубидия и цезия.

Наивысшие средние содержания рубидия (до 94,4 г/т), цезия (до 4,14 г/т) и их элемента-лидера калия (до 1,97 %) характерны для бедных кальцием и магнием метapород. Исключение составляют метapесчаники из-за низкого содержания редких щелочных металлов в исходном субстрате. Самые низкие содержания рубидия (9,2 г/т) и цезия (2,5 г/т) установлены в мраморах и метapальтрабазитах, т. е. в породах, богатых кальцием и магнием, где содержание калия также наименьшее (0,2 %). Величина отношения Rb/Cs почти закономерно уменьшается с ростом кальциевости и магниевости метapород (от 22,8 до 3,7). Значение отношения K/Cs в том же направлении уменьшается от 4758 до 840, а K/Rb закономерно изменяется в пределах 179—498.

Высокоглиноземистые метapelиты примерно в два раза беднее рубидием, цезием, калием и натрием, чем малоглиноземистые.

Между содержаниями редких элементов в исходных породах и в метаморфизованных продуктах установлена прямая зависимость (см. табл. 23). Содержание рубидия и цезия в метapelитах и даже метapальтрабазитах во много раз выше, чем в метapсаммитах.

Максимальные концентрации Rb, Cs и K обычно отмечаются в породах эпидот-амфиболитовой фации, откуда в сторону пород как зеленосланцевой, так и гранулитовой фаций уменьшаются. Породы гранулитовой фации обычно резко

обеднены рубидием и цезием. Однако в группах метаандезитоидов и метабазальтоидов имеет место обратная картина (см. табл. 23). Лишь в метаандезитоидах наблюдается последовательное уменьшение величины отношения K/Rb по мере увеличения степени метаморфизма от 1037 (породы эпидот-амфиболитовой фации) до 200 (породы гранулитовой фации); в остальных группах величина этого отношения изменяется незакономерно. Значение отношения K/Cs варьирует от 1375 до 6089, а Rb/Cs — от 6,7 до 23,9 без видимой закономерности.

Среднее содержание рубидия в метаморфических породах с учетом распространенности их петрохимических типов составляет 56 г/т, цезия — 3,4 г/т (см. табл. 24).

Руды черных металлов

Руды железа. Содержание рубидия по отдельным пробам изменяется от 5 до 90 г/т (см. табл. 25). При этом наибольшие значения установлены в карбонатно-магнетитовых рудах скарнового месторождения. Среднее содержание рубидия по типам месторождений варьирует в узких пределах от 13 г/т (скарновые) до 18 г/т (метаморфизованные), а среднее содержание во всех изученных месторождениях с учетом доли запасов в них железа составляет 17 г/т. Содержание цезия во всех проанализированных пробах по месторождениям железа ниже предела чувствительности анализа, т. е. менее 2 г/т. Хвосты обогащения (см. табл. 26) во всех случаях богаче рубидием, а концентрат обеднен. По одному изученному месторождению установлено более чем двухкратное накопление рубидия в окисленных рудах, особенно в буром железняке (см. табл. 27).

Руды марганца. Содержание рубидия в осадочных рудах варьирует от 20 до 70 г/т и в среднем (по 11 пробам) составляет 40 г/т, что почти в 2,5 раза выше, чем в среднем по рудам железа (см. табл. 26).

Шлаки марганцевых руд одного из осадочных месторождений практически не обогащаются рубидием по сравнению с исходной рудой. Цезий ни в одной из проб обнаружен не был (меньше 0,0005 %). Однако известны и повышенные содержания рубидия и цезия в марганцевых рудах. Так, в браунит-псиломелановых рудах установлено до 0,02 % рубидия и 0,006 % цезия. Изучение поминерального баланса распределения этих щелочных металлов в данных рудах, выполненное М. М. Огородниковым показало, что основная масса их связана со слюдами, которые в процессе обогащения уходят в хвосты и тем самым из дальнейшего процесса исключаются.

Природные воды

Океанические воды. Основная масса природных вод сосредоточена в Мировом океане (97,5 % массы всех поверхностных вод и около 60 % общей массы вод гидросферы). Океаническая вода характеризуется удивительным постоянством состава: Na — 10,5 г/л, K — 0,38 г/л, Mg — 1,35 г/л, Li — 0,2 мг/л, Rb — 0,12 мг/л, Cs — 0,0005 мг/л. Щелочные элементы находятся в форме простых одновалентных катионов.

Озерные воды. Масса этих вод оценивается в 4 млн. км³, что составляет 0,29 % массы вод поверхностной гидросферы, т. е. в 7,5 раза меньше массы прес-

Таблица 62
Содержание (в мг/л) редких щелочных элементов в природных водах [37]

Генетическая группа	Li	Rb	Cs
Океанические	0,17—0,20	0,11—0,13	0,0003—0,0006
	0,18	0,12	0,0005
Речные	0,0004—0,4	0,001—0,0021	0,00005—0,0002
	0,0036	0,0016	0,00014
Озерные Грунтовые в районах редкометалльных месторождений	0,01—100	0,01—60	0,000—0,5
	0,00—0,2	0,00—0,3	0,00—0,01
Углекислые горноскладчатых областей	0,1—100	0,01—10	0,01—5
	0,1—60	0,01—10	0,01—6
Термальные современных вулканических областей	7,4	2,6	1,2
	0,1—700	0,01—80	0,01—20
Пластовые артезианских бассейнов	10,2	2,2	0,2

Примечание. В числителе указаны предельные содержания, в знаменателе — средние.

ных вод, заключенных во льдах. В генетическом отношении озерные воды могут быть подразделены на две группы: воды, генетически связанные с морем, и воды континентального происхождения. Особую группу образуют озера, образованные в кальдерах и кратерах вулканов.

Литий в озерных водах имеет практический интерес. За рубежом литий уже добывается из озерных рассолов и погребенной озерной рапы (обычно в комплексе с магнием, калием, бором и другими элементами).

Распространенность редких щелочных элементов в водах озер далеко не одинакова (табл. 62). Чаще и в более высоких концентрациях встречается литий, в меньших количествах и реже — рубидий. По цезию имеются лишь единичные данные.

В хлоридных обычно высокоминерализованных водах чистого химического профиля ($Cl \geq 95\%$ экв.) литий и рубидий количественно установлены в семи геохимических классах: Cl-Ca-Na, Cl-Mg-Na, Cl-Na, Cl-Na-Ca, Cl-Mg-Ca, Cl-Na-Mg и Cl-Ca-Mg. Цезий не обнаружен. Совершенно не встречены воды, в которых ион калия выходил бы на первое или даже на второе место среди катионов. Максимальные концентрации в озерных водах хлоридного типа составляют (мг/л): Li — 56, Rb — 60, Sr — 1200, Br — 6000, B — 500, K — 40 000, Mg — 90 000.

Среди озерных вод чистого хлоридного типа наиболее распространены воды Cl-Mg-Na класса (подкласс б). Их минерализация изменяется от 83 до 368 г/л, в среднем 253 г/л. Среднее содержание лития (по 35 озерам) — 3,7 мг/л, максимальное — 56 мг/л (Большое Соленое озеро); среднее содержание рубидия — 0,5 мг/л, максимальное — 4,7 мг/л (оз. Индер). В отдельных случаях в рапе присутствует большое количество калия (до 12,5 г/л, оз. Индер), при среднем

содержании 2,2 г/л (40 проб); содержание магния достигает 32 г/л, в среднем 9,6 г/л; брома — до 1120, в среднем 350 мг/л; иногда отмечаются высокие концентрации бора (до 300 мг/л); йод содержится в незначительных количествах (среднее — 4,3 мг/л).

К группе озер с водами смешанного химического состава относится большинство озер морского и континентального происхождения. Некоторые озера этой группы накапливают большие запасы щелочных элементов, а в отдельных случаях — железа, алюминия и других металлов. В эту группу попадают озера с пресными водами с минерализацией менее 1 г/л и озера с минерализацией вод до 400 г/л и более.

Карбонатные озерные воды смешанных $\text{HCO}_3\text{-CO}_3$, $\text{SO}_4\text{-CO}_3$ и Cl-CO_3 типов обычно приурочены к рифтовым зонам и зонам интенсивного выветривания кристаллических пород.

Хлоридные озерные воды смешанного состава широко распространены. К их числу относятся воды карбонатно- и гидрокарбонатно-хлоридные и особенно сульфатно-хлоридные, обычно высокоминерализованных озерных вод. К карбонатно-хлоридным относятся два класса: $\text{CO}_3\text{-Cl-K-Na}$, $\text{CO}_3\text{-Cl-Na}$. Эти озерные воды отличаются высокой минерализацией, высокой щелочностью (pH 9,7—10,2), абсолютным преобладанием щелочных и ничтожным содержанием щелочноземельных элементов. Минерализация вод $\text{CO}_3\text{-Cl-Na}$ озер изменяется от 62 до 520 г/л (в среднем 405 г/л), содержание натрия достигает 170 г/л, калия — 45 г/л (среднее — соответственно 107 и 27 г/л). Это очень высокие концентрации, превышающие по Na в 16, а по K — в 120 раз их содержание в морской воде; в то же время содержания Mg и Ca менее 0,05 г/л. К числу озер данного состава относится оз. Серлз. В аналогичных по составу рассолах оз. Катве (Уганда) не обнаружено ни лития, ни цезия, но отмечается высокое содержание рубидия (25 мг/л).

Среди озерных вод сульфатно-хлоридного типа наиболее распространены воды $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$ и особенно $\text{SO}_4\text{-Cl-Mg-Na}$ классов. Минерализация в них достигает 460 г/л (средняя — соответственно 95 и 190 г/л). В отношении редких щелочных элементов $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$ озерные воды почти не охарактеризованы. Там, где определялись эти элементы, концентрации оказались низкими: Li — 0,1—2,4 мг/л, Rb — 0,02—0,14 мг/л, Cs не обн., K — 80—2400 мг/л. Воды $\text{SO}_4\text{-Cl-Mg-Na}$ класса широко распространены в природе. К этому классу относится морская вода. В большинстве случаев воды этого типа генетически связаны с морем (Большое Соленое озеро в США и др.). Однако ряд озер располагается вдали от современных морских побережий и может иметь континентальное происхождение. Минерализация вод варьирует от 3 до 458 г/л, в среднем 188 г/л (198 анализов), температура вод достигает 35 °C (обычно менее 15 °C), pH изменяется от 6,6 до 8,6 (в среднем 7,5 по 87 определениям). Содержание натрия (по 52 определениям) варьирует от 1,2 до 130 г/л (в среднем 24,3 г/л), калия — от 0,03 до 7,74 г/л (в среднем 2,03 г/л), магния — от 0,17 до 32,5 г/л (в среднем 10,6 г/л), лития — от 0,08 до 27 мг/л (в среднем 3,42 мг/л). Концентрация рубидия варьирует в сравнительно небольших пределах: 0,05—1,3 мг/л (в среднем 0,4 мг/л). В 25 озерах данного состава определялся цезий, но обнаружен был только в рассолах Чокракского озера — около 0,4 мг/л (М. С. Галицын, 1966 г.). Лишь в озерах, связанных с разгрузкой глубоких подземных вод, иногда регистрируются содержания цезия.

Общая таблица кларков

Средние содержания рубидия и цезия в земной коре, главнейших типах пород, минерализованных вод и рудах собственных месторождений приведены в табл. 28.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ПРОМЫШЛЕННО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К настоящему времени выявлено 13 рудных формаций месторождений рубидия и цезия (см. табл. 29), из которых семь генетически связаны с кислыми породами, три — с щелочными, а три представлены экзогенными образованиями.

Редкометалльные околопегматитовые метасоматиты

Холмквистит-цезийбиотитовые метасоматиты

Наибольшее развитие цезиевого биотита и холмквистита отмечается вблизи пегматитов, богатых альбитом. При этом самое высокое содержание цезия во вторичном биотите наблюдается вблизи сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов с поллуцитом, а самые высокие концентрации лития — вблизи альбит-сподуменовых пегматитов.

К настоящему времени в ряде стран выявлено несколько пегматитовых полей с существенными концентрациями цезия, лития и рубидия в околопегматитовых вмещающих породах. Одно из месторождений цезиевого биотита и холмквистита локализовано в протерозойских осадочно-метаморфических породах: метапесчанниках, ортоамфиболитах, амфиболитовых сланцах и параамфиболитах, амфибол-биотитовых сланцах, кварц-биотитовых сланцах, мусковит-биотитовых сланцах.

В метаморфической толще залегает свита крутопадающих (60—90°) пегматитовых тел типично жильной формы с раздувами, пережимами, ветвлением и апофизами. Длина жил изменяется от десятков метров до 1,5 км, а мощность — от дециметров до 40 м; по падению жилы прослежены на 300 м и более. Мелкие жилы обычно группируются в жильные серии мощностью 20—40 м, в пределах которых 40—50 % объема занимают пегматитовые тела, а 50—60 % — металлоносные метасоматизированные вмещающие породы, среди которых резко преобладают кварц-биотитовые сланцы, амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Большинство промышленных пегматитовых тел относится к сподумен-микроклин-альбитовому типу (с тантало-литиево-цезиевой минерализацией). Однако от типичных пегматитов данного типа жилы отличаются незональным строением, сложной морфологией, крутыми углами падения, практическим отсутствием лепидолита, розового и полихромного турмалина.

Главный носитель редких щелочных металлов в околопегматитовых метасоматитах — биотит, меньшая часть их содержится в холмквистите (см. табл. 54).

Запасы цезия за счет цезиевого биотита в экзоконтактах жил пегматитовых полей иногда значительно превышают его запасы в самых крупных мировых месторождениях поллуцита и лепидолита. Среднее содержание Cs_2O в экзоконтактных зонах 0,1—0,6 % при одновременном содержании 0,1—0,25 % Rb_2O и 0,1—0,4 % Li_2O .

Экзоконтактные зоны, несущие цезий, рубидий и литий, располагаются около промышленных по содержанию тантала, олова, лития и бериллия пегматитов, при разработке которых открытым способом руды с цезиевым биотитом и холмквиститом могут добываться попутно, что существенно увеличит рентабельность освоения таких комплексных месторождений.

Для возникновения промышленных скоплений цезиевого биотита и холмквистита благоприятны следующие условия.

1. Наличие амфиболсодержащих вмещающих пород (амфиболовых сланцев, гнейсов, амфиболитов, габбро и др.), поскольку новообразование биотита и холмквистита легче всего происходит по амфиболу.

2. Широкое развитие сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов с литиево-цезиевой минерализацией. Особенно благоприятны для массового образования цезиевого биотита низкотемпературные сподумен-микроклин-альбитовые жилы, т. е. тела, в которых альбит преобладает над микроклином и, кроме того, отсутствуют ранние гранитная, графическая и апографическая зоны. Высокие концентрации холмквистита также более характерны вблизи альбит-сподуменовых жил.

3. Положительная специализация на цезий и литий пегматитовой провинции (пояса, поля): в таких провинциях крупные скопления цезиевого биотита могут образоваться и в экзоконтактах альбитовых или альбит-сподуменовых пегматитов, хотя содержание цезия здесь не так высоко, как вблизи сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов с поллцитом.

Редкометалльные кислые эффузивы

Цезиеносные вулканические стекла

В СССР выявлено несколько кальдер палеовулканов, эффузивы которых содержат до 0,2 % (редко 0,4 %) Cs и до 0,2 % Rb.

Один из таких палеовулканов приурочен к краевой части срединного массива, входящего в состав обширной складчатой области (Л. И. Лебедева, 1974 г.). Кальдера сложена чередующимися покровами андезито-базальтов и дацитов, которые перекрыты массивными сферолитовыми и фельзитовыми липаритами и игнимбритами с прослоями и линзами туфов, кластолав и туфогенно-осадочных пород. Наряду с покровными фациями в зоне разлома, пересекающего палеовулкан, развиты жерловые фации эффузивов, представленные исключительно породами кислого состава. В периферических частях растекающихся экструзивных куполов присутствуют цезиеносные кислые вулканические стекла. Общая мощность вулканогенной толщи на отдельных участках достигает 1900 м.

Породами-концентраторами цезия служат кислые вулканические стекла, витрокластические сваренные туфы со значительным содержанием стекла и гиалопорфировые кислые эффузивы. В частности, в витрокластических сваренных туфах липаритов среднее содержание цезия достигает почти 0,2 %, в сваренных туфах фельзитовых липаритов — около 0,04 %, а в витрокластических туфах дацитов — до 0,046 %. По сравнению с гиалопорфировыми эффузивами их более раскристаллизованные разновидности содержат значительно меньше цезия.

Содержание цезия в мономинеральных фракциях цезиеносных вулканических стекол последовательно убывает от биотита к стеклу, санидину, плагиоклазу,

кварцу; содержание рубидия — от стекла к биотиту, санидину, плагиоклазу, кварцу; содержание лития — от биотита к стеклу, магнетиту, гиперстену, кварцу, плагиоклазу, санидину. Поскольку содержание порфировых выделений в вулканических стеклах незначительно (до 5 % в перлитах и пехштейнах и до 15 % в витрокластических сваренных туфах), то 70—98 % каждого редкого щелочного металла приходится на стекло.

Объемная масса цезиеносных вулканических стекол 2,4—2,5 г/см³, в отдельных образцах до 3 г/см³, пористость — от 3 до 25 % (чаще 7—17 %). Установлена почти прямая зависимость между величиной пористости стекол и содержанием в них цезия.

Кроме явного литологического контроля, характерна также приуроченность повышенных содержаний цезия к узколокальным зонам. В вертикальных разрезах таких зон относительно повышенной цезиеносностью обладают, как правило, все породы вне зависимости от их состава. Наибольшие цезиевые концентрации установлены в тонкодисперсных разностях туфогенно-осадочных и осадочных отложений, а также в верхних горизонтах брекчирования и трещиноватости эффузивных пород, перекрытых покровами монолитных эффузивов.

Содержание цезия в кислых редкометалльных эффузивах всегда больше содержания рубидия, хотя кларк цезия в гранитах в 20 раз меньше кларка рубидия.

Как показывают технологические исследования, стекла довольно легко, даже в лабораторных условиях, при ограниченном времени, отдают и легко сорбируют цезий, хуже рубидий и с трудом литий. Очевидно, что под воздействием отщепляющихся от палеовулкана водных потоков в одних его участках цезий выщелачивался, а в других сорбировался, особенно кислыми стеклами.

Перспективная оценка некоторых рудопроявлений цезия позволяет определять их запасы в пределах тысяч тонн металла при содержаниях до 0,3 %. В ряде случаев суммарное содержание рубидия и цезия достигает 0,4 %. Поэтому данный тип оруденения при благоприятной конъюнктуре на эти щелочные металлы или, например, при попадании кислых стекол в зону карьерной добычи других полезных ископаемых может приобрести практический интерес. Извлечение цезия из кислых стекол технически не сложно с помощью катнонного обмена (Н. Ф. Челищев, 1973 г.).

Прогнозно-поисковые факторы:

1. Наиболее высокие средние содержания цезия отчетливо устанавливаются в средних и кислых эффузивах мезозойского и кайнозойского возраста.
2. В пределах провинций с цезиевой геохимической специализацией максимальный интерес в отношении цезия представляют вулканогенные образования контрастной базальт-диабазовой формации зон мезо-кайнозойской активизации земной коры континентального типа.

Нефелин-калишпатовые массивы

Нефелин-апатитовые руды

При разработке апатитовых месторождений в нефелин-калишпатовых массивах (так называемых, апатитовых) одновременно с апатитом добываются большие массы нефелина, содержание которого в руде составляет 30—40 %.

При переработке нефелина в глинозем рубидий и цезий накапливаются в щелоках, из которых могут быть рентабельно извлечены, по сути дела, в любых количествах.

При переработке на глинозем с не меньшим успехом для извлечения рубидия и цезия (а также галлия) может быть использован любой нефелиновый концентрат, получаемый при разработке массивов нефелиновых сиенитов.

Редкометалльные фениты

Арфведсонит-альбитовые фениты с цезий-куплетскимитом

Одно из проявлений этого типа находится в области палеозойской складчатости. Массивы щелочных пород здесь многочисленны и представлены телами до 36 км в поперечнике, преобладают нефелиновые сиениты. Фениты с цезиевым астрофиллитом встречены вблизи контакта массива нефелиновых сиенитов и представляют собой мелкозернистые фенитизированные роговики с арфведсонитом — в аллотриоморфной массе альбита и арфведсонита, относительно равномерно распределены тонкие (0,2—2 мм) пластинчатые кристаллы и сростки астрофиллита. Последние имеют вид типичных пойкилобластов и содержат мелкие вроски альбита и арфведсонита.

Цезиевый астрофиллит коричневого цвета по химическому составу близок к обычному астрофиллиту из нефелиновых сиенитов, но почти весь калий в минерале замещен цезием (11,8 % Cs_2O). Такой астрофиллит является собственным цезиевым минералом, из которого возможно получение цезия.

Проявление цезиевого астрофиллита характеризуется небольшими масштабами: цезия в породе содержится 0,1—2 %. Извлечение цезия из астрофиллита возможно путем катионного обмена (Н. Ф. Челищев, 1973 г.).

Хемогенные образования

Карналлиты

Карналлит $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (14,1 % К, 8,7 % Mg, 38,3 % Cl, 38,9 % H_2O) служит одним из промышленных источников добычи рубидия. Карналлит — главный минерал одноименной породы и слагает от 40 до 85 % ее объема. Наряду с карналлитом, в карналлитовой породе обычно присутствуют галит (10—55 %), а также примеси ангидрита, сульфатов магния, глины и других минералов.

Карналлитовые породы известны во многих соленосных бассейнах мира, но наиболее хорошо изучены в Канаде, Испании, ФРГ, ГДР, Польше, СССР. Площади соленосных бассейнов достигают многих тысяч квадратных километров при мощности соленосных отложений 1—2 км. Залегает соль на глубинах от нескольких десятков метров до 3 км. Пласты карналлитовой породы обычно имеют мощность от дециметров до многих метров. В пределах одного бассейна встречается, как правило, несколько (иногда более десятка) пластов карналлита суммарной мощностью до нескольких десятков метров. Протяженность пластов исчисляется километрами, залегание близко к горизонтальному, нередко пласты разбиты тектоническими нарушениями. Возраст карналлитовых пород обычно фанерозойский, наиболее часто они встречаются среди пермских, третичных, юрских и девонских отложений.

Пласты карналлитовой породы обычно подстилаются мощными глинисто-ангидритовыми толщами, на которых образуются мощные слои каменной соли. Последние, в свою очередь, перекрываются толщей калийных и магниевых солей, состоящей (снизу вверх) из слоев сильвинита, смешанных слоев галита, сильвинита и карналлита, перемежающихся слоев карналлита и галита. Вся толща иногда снова перекрывается слоями сильвинита и галита.

Карналлиты всегда содержат рубидий в количестве от 0,005 до 0,16 г/т, в среднем примерно 0,01 г/т (Т. Ф. Бойко, 1973 г.). В первично-осадочных карналлитах обычно содержится 0,008—0,015 % рубидия. Все исследователи отмечают закономерное уменьшение содержания рубидия в карналлите от подошвы к кровле пласта и от нижних пластов к верхним, что объясняется, по-видимому, меньшей растворимостью рубидиевого карналлита ($MgCl_2 \cdot RbCl \cdot 6H_2O$) по сравнению с калиевым, из-за чего первый стремится к более раннему переходу в твердую фазу. Наблюдается также некоторая обогащенность рубидием более мощных пластов по сравнению с менее мощными.

При эпигенетической или диагенетической перекристаллизации карналлита содержание рубидия всегда резко возрастает (до 0,025 %, а в отдельных случаях до 0,16 %), что также объясняется различием в растворимости рубидиевого и калиевого карналлитов. Эта разница их растворимости обычно используется при технологии получения рубидия из рапы путем последовательной многократной перекристаллизации. Обычная величина отношения K/Rb в первично-осадочных карналлитах 500—2000, в перекристаллизованных уменьшается до 450—90.

В хемогенно-осадочном процессе рубидий осаждается главным образом в водном калиево-магниевом хлориде — карналлите, игнорируя такие существенно калиевые минералы, как сильвин, содержащий до 52,5 % калия и всего только 0,001—0,002 % рубидия.

Запасы рубидия в карналлитах отдельных бассейнов исчисляются миллионами тонн, но поскольку весь карналлит не может извлекаться попутно (так как мировая потребность в солях рубидия даже на перспективу исчисляется сотнями или первыми тысячами тонн), то большая часть этих ресурсов не может быть отнесена к активным.

Содержание цезия в карналлитах изучено мало и составляет всего лишь 0,0001—0,0002 % и менее. Величина отношения рубидия к цезию оценивается в них на уровне около 350. Никакого практического значения цезий в карналлитах не имеет.

Рубидий извлекается из карналлита (в процессе его электролизной переработки на магний) из отработанных электролитов, в которых концентрация данного редкого элемента возрастает на порядок по сравнению с содержанием в исходной руде.

Высокоминерализованные воды

Термальные хлоридные калиево-натриевые и кальциево-натриевые воды с РЩМ

Минерализованные воды этой формации распространены в районах повышенной современной вулканической активности: в Новой Зеландии, Японии, Эквадоре, США (шт. Вайоминг, Невада, Калифорния), Исландии, Италии и др.

Описываемые воды подробно изучались В. И. Влодавцем (1956 г.), Г. А. Голевой, Л. С. Балашовым (1977 г.) и другими исследователями.

Воды всегда характеризуются самоизливом из естественных термальных источников, гейзеров, извержений фумарольного типа, либо из скважин. Температура воды или перегретого пара обычно выше 100 °С, нередко 180—250 °С, в отдельных случаях достигает 500 °С (Новая Зеландия), иногда встречаются сравнительно слабо термальные воды с температурой от 67 до 99 °С; рН обычно изменяется от 5,4 до 8,7 (в среднем около 7). Воды и особенно пароводяные смеси часто извергаются из скважин под большим давлением.

Химический состав геотермальных вод весьма специфичен. Прежде всего, редкометаллоносные воды этой формации всегда хлоридные. Причем преобладают воды хлоридного калиево-натриевого класса, реже хлоридного кальциево-натриевого класса. Воды первого класса обнаружены только в формации геотермальных вод. Оба класса вод всегда слабо минерализованы.

Минерализация вод хлоридного калиево-натриевого класса варьирует от 1 до 75 г/л (в среднем 14 г/л). Для химического состава, по данным Л. С. Балашова, характерны следующие содержания (в мг/кг): Na 400—1300, K 50—180, Ca 1—30, Mg 0,2—4, Cl 700—8000, F 1—6, Br 1—7, J 0,1—0,8, SO_4^{2-} 20—200, HCO_3^- 60—210, HBO_2 50—250, SiO_2 200—800. Кроме того, в водах постоянно присутствуют (в мг/л): Li 4,2—27 (в среднем около 12), Rb 0,5—9,4 (в среднем 2,9), Cs 0,4—3,8 (в среднем 1,25), B 12—111 (в среднем 42). По отношению к сухому остатку содержание редких щелочных металлов, особенно цезия и рубидия, характеризуется наивысшими значениями из всех природных минерализованных вод. Это единственный класс (наряду с хлоридным кальциево-натриевым), в котором содержание цезия иногда даже в полтора-два раза преобладает над рубидием, при средней величине отношения Rb/Cs, по Л. С. Балашову, равной около 2. По данным А. Элписа и С. Уилсона (1965 г.), в Новой Зеландии в 139 пробах вод хлоридного калиево-натриевого класса содержится: 0,5—3,3 мг/л рубидия и 0,7—2,9 мг/л цезия, т. е. величина отношения рубидия к цезию близка к единице. Наивысшее содержание цезия (4,7 мг/л) зафиксировано в водах Токаану.

По сравнению с литием рубидий и особенно цезий в водах этого класса находятся в повышенных количествах. Средняя величина отношения Li/Rb составляет около 4, Li/Cs — около 10, что во много раз меньше чем, например, в пластовых хлоридных рассолах.

Для хлоридных калиево-натриевых вод совершенно не характерны стронций и барий; их содержания обычно здесь соответственно меньше 1 мг/л и меньше 0,1 мг/л, либо вообще не обнаруживаются анализом. В описываемом классе вод Новой Зеландии отмечается примесь многих элементов, весьма редких в других редкометаллоносных типах вод (в мг/л): Zn 0,01—0,006; Pb 0,002—0,3; Cu 0,14; Mn 0,02—0,05; Ni 0,001—0,002; Mo 0,001—0,07; W до 0,02; Fe 0,1—0,5 Al 0,05—0,1; As до 0,2; Hg до 0,1. В рудах, отлагаемых горячими источниками Новой Зеландии, зафиксировано золото и серебро (в количествах, сопоставимых с богатыми месторождениями этих металлов), а в отложениях фумарол — Cu и Pb (1 %), H_3BO_4 (0,3 %), As и Zn (0,3 %), S (0,5 %). В водах Японии дополнительно установлены Ge (0,002—0,17 мг/л), Ga (0,11—72 мг/л), Se (менее 0,005 мг/л), а в подземном паре в Исландии обнаружено высокое содержание тяжелой воды.

Специфика химического состава вод хлоридного калиево-натриевого класса и их отчетливая пространственная связь с районами современного вулканизма однозначно свидетельствуют о ювенильном генезисе как самих вод, так и содержащихся в них металлов. Это доказывают и довольно постоянные величины натро-литиевого и других отношений в водах разных источников. Какая-то часть воды подмешивается из атмосферы, а в отдельных случаях, наверное, попадают и пластовые воды и даже морская вода, но это не меняет существенно гидрохимии описываемого класса.

Хлоридный кальциево-натриевый класс геотермальных вод распространен гораздо меньше. По химическому составу и физическим параметрам воды близки к хлоридным калиево-натриевым водам. Общая минерализация — единицы, реже десятки граммов на литр. Содержание редких элементов (в мг/л): Li 3—56 (в среднем 16,8); Rb 0,3—3,8 (в среднем 2,4); Cs 0,1—2,5 (в среднем 1,5). Стронций практически отсутствует. Содержание бора варьирует от нескольких миллиграммов до 1000 мг/л (в среднем 34 мг/л).

В качестве примера можно привести состав термальных источников Арима в префектуре Хьюго (Япония), близких к описываемому гидрохимическому классу (в мг/л): Na 16200; Ca 3530; K 3160; Mg 24; Fe 187; Mn 61; Cl 33260; B 106; Cu 0,1; Pb 0,4; Zn 0,2; Sr 2; Ba 59; Li до 53; Rb до 10; Cs до 6,2 (температура на выходе 90,5 °C). По рубидию и цезию — это рекордные содержания.

К этому же классу условно можно отнести довольно экзотические крепкие рассолы, вскрытые зимой 1961—1962 г. глубокой скважиной в долине Империл (шт. Калифорния, США). Площадь распространения рассолов измеряется многими квадратными милями. Она находится в пределах области молодого магматизма и приурочена к впадине, являющейся продолжением рифтовой зоны Калифорнийского залива на континенте. Температура пароводяной рассольной смеси 270 °C, минерализация свыше 400 г/л. При пробном выпуске рассола в трубах отлагался осадок, содержащий серебро, медь и другие элементы, характерные для гидротермальных рудных месторождений. Это позволяет предполагать, что такой рассол является остаточным гидротермальных раствором. Химический состав рассола (в г/кг): Na 54; Ca 40; K 23,8; Fe 3; Mn 1; Cl 184; Al 0,45; Sr 0,41—0,74; Ba 0,2; Zn 0,97; B 0,32; Mg 0,1; Li 0,3—0,32; Rb 0,15—0,168; Cs 0,02—0,022; Pb 0,1; Br 0,1—0,146. Кроме того, установлены (в мг/л): F 12—18; J 22; NH₄ 500; NO₃ 35; Cu 3,7; As 14; Sb 0,5; Sn 0,65; Hg 0,008; U 0,005—0,008; Ag 2; Cr 0,5; Ni 2; Au 0,2. Из газов обнаружены CO₂, в меньшей мере метан и другие углеводороды.

Запасы геотермальных вод в некоторых районах мира огромны. Дебит отдельных скважин и естественных источников исчисляется сотнями кубометров в час.

Геотермальные воды — один из наиболее древних промышленных типов вод. Их использование в значительных масштабах как источника бора началось в Италии еще в XVIII в. Геотермальные воды могут быть использованы и уже используются как источник энергии, что особенно широко практикуется в Исландии, Италии и Японии.

В последние годы ведутся исследования по извлечению из геотермальных вод редких щелочных металлов. Технология извлечения редких элементов не представляет больших затруднений, поскольку невысокая минерализация вод позволяет использовать методы селективной экстракции рубидия и цезия.

Углекислые хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные кальциево-натриевые воды с редкими щелочными металлами

Этот тип (формация) редкометаллоносных вод близок по минерализации, набору и концентрации редких элементов к водам предыдущего типа (формации). Его воды и их химическая нагрузка также обязаны своим возникновением в основном магматической активности кайнозойского времени.

Углекислые редкометаллоносные воды главным образом распространены в областях альпийской складчатости: в Альпах, Динарах, на Карпатах и др. Источники этого типа известны в ФРГ, Югославии, Болгарии, Турции, СССР и других странах. Наиболее детально они изучались С. Р. Крайновым [23].

Воды захоронены в осадочных толщах и зонах трещиноватости межгорных прогибов или имеют выходы по склонам горно-складчатых сооружений. Для их проявления благоприятны глубинные разломы в сочетании с оперяющими трещинами. За время захоронения воды подверглись метаморфизму, смешению с атмосферными пресными и пластовыми хлоридными водами. Поэтому их химический состав значительно разнообразнее.

Среди вод чистого химического профиля редкими элементами относительно обогащены лишь углекислые воды хлоридного кальциево-натриевого класса (подкласс а), из вод смешанного химического профиля — восемь классов.

Углекислые воды хлоридного кальциево-натриевого класса редки. Источники таких вод встречены в Армении (район позднечетвертичного вулканизма), на Центральном Кавказе (источник Шондон), в Турции (источник Кестанболу), ФРГ (источник Макс) и других районах альпийской складчатости. Их температура 25—72 °С. В водах источника Макс при минерализации вод 16 г/л содержится 22 мг/л Li и 0,75 мг/л Cs. Концентрация Sr, Br, B, J незначительна.

Из четырех геохимических классов углекислых хлоридных вод смешанного профиля, интерес представляют термальные углекислые воды $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na}$ класса, как наиболее распространенные и заключающие в ряде случаев повышенные концентрации редких щелочных металлов: Li — до 25 мг/л, Cs и Rb — до 3 мг/л. В некоторых источниках отмечаются концентрации B и As.

Наиболее распространены углекислые воды среди гидрокарбонатных вод смешанного химического профиля. Здесь они представлены семью классами: $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Na}$; $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na-Ca}$; $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Mg-Ca}$; $\text{Cl-HCO}_3\text{-Ca-Na}$; $\text{Cl-HCO}_3\text{-Mg-Na}$; $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na-Ca}$. Наиболее распространены (среди углекислых вод вообще) воды $\text{Cl-HCO}_3\text{-Ca-Na}$ состава. Эти воды и представляют основной интерес в отношении редких элементов. Содержание лития в них достигает 20 мг/л, редко 30 мг/л, рубидия 2—3 мг/л, цезия 3 мг/л, бора до 200 мг/л.

Повышенные концентрации редких элементов в углекислых водах встречаются спорадически и преимущественно в водах, минерализация которых превышает 5 г/л.

Углекислые воды могут быть использованы для получения цезия, рубидия, лития и бора, но сколько-нибудь значительного резерва гидроминеральной сырьевой базы редких элементов они не представляют. К числу их преимуществ относятся низкая минерализация, благоприятная для технологического освоения, и возможность попутного извлечения элементов после предварительного использования вод в бальнеологических целях.

Глубокозалегающие хлоридные сульфатно-натриевые, кальциевые или магниевые рассолы с РЩМ

Воды описываемого типа особенно широко распространены на платформах и краевых прогибах. Они хорошо изучены в последние десятилетия в связи с развитием буровых работ на нефть и газ, а также структурного и картировочного бурения в закрытых платформенных областях. Изучением их элементарного состава и особенно выявлением примесей редких и малых элементов занимались Л. С. Балашов, Т. Ф. Бойко, М. А. Голицын, М. В. Торикова и др. Характеристика вод дается в основном по данным Л. С. Балашова.

Все подземные воды по гидрохимическому составу относятся к хлоридному типу (Cl свыше 96 экв. %). Согласно классификации Л. С. Балашова, этот тип в зависимости от преобладающего катиона делится на три подтипа: натриевые, кальциевые и магниевые воды, а каждый из подтипов, в свою очередь, подразделяется на классы с учетом двух ведущих катионов при условии, что второй катион присутствует в количестве, превышающем 5—15 экв. %.

Хлоридный натриевый подтип подразделяется на четыре класса: 1) кальциево-натриевый ($Na > Ca$); 2) калиево-натриевый; 3) магниевое-натриевый; 4) натриевый ($Na > 95$ экв. %). Воды второго класса слабо распространены и мало изучены на редкие элементы. Но принимая во внимание, что происхождение этих вод связано с растворением калийных солей, бедных редкими металлами, ожидать их существенных концентраций нет оснований. Воды четвертого класса широко распространены, но образуются за счет растворения галита, практически лишённого редких элементов, поэтому он также не имеет никакого практического значения на эти металлы.

Наиболее распространены среди подземных вод хлоридные кальциево-натриевые воды. Они образуются в морских осадках, отлагающихся в бассейнах с нормальной органической жизнью, т. е. это типичные седиментационные воды, большей частью приуроченные к песчаникам, сланцам, известнякам, доломитам, мергелям и гипсам морского происхождения. Возраст пород, а следовательно и основной массы заключенных в них вод, варьирует от четвертичного до раннекембрийского, реже докембрийского. Глубина залегания вод исчисляется километрами, иногда сотнями метров, но чаще всего наибольший практический интерес представляют воды, залегающие на глубинах 2—5 км.

Описываемые воды встречаются как в чехле древних платформ, так и в фанерозойских геосинклинальных областях и представляют собой типичные пластовые воды морских осадков. Структурно они приурочены к артезианским бассейнам площадью до многих тысяч квадратных километров. Особенно водообильны скважины, расположенные вблизи региональных разломов, дренирующих крупные артезианские структуры. Скважины на первых порах нередко фонтанируют с большим дебитом, достигающим многих тысяч кубометров в сутки. Однако в большинстве случаев добыча подземных вод должна производиться принудительным откачиванием с понижением гидродинамического уровня.

Температура вод изменяется в широких пределах — от 20 до 100 °C и более, чаще всего 40—80 °C; pH варьирует от 4,5 до 7,5, плотность — 1,1—1,4 г/см³. Минерализация вод также широко изменяется — от нескольких десятков граммов в литре до 320 г/л, обычно 150—250 г/л (табл. 63). Химический состав редкометаллоносных хлоридных кальциево-натриевых вод обычно характеризуется следующими содержаниями основных компонентов (в г/кг): Na 30—74; Ca 9—50;

Mg 1—9; K 0,03—10; Ba 0,012—0,048; SO₄ 0,05—0,8; Cl 100—202; Br 0,7—5,5; J 0,015—0,26; B 0,04—0,1.

Для этого класса вод показательно одновременное присутствие всех четырех редких элементов (в мг/кг): Li 10—150 (обычно 30—80); Rb 0,5—5 (чаще 1—3); Cs 0,5—1,5 (обычно 0,2—0,5); Sr 300—2000 (обычно 600—1500). Содержание лития в редкометаллоносных рассолах всегда на порядок выше содержания рубидия, а последнего — всегда на порядок больше цезия, что резко отличает пластовые воды от термальных вод молодых вулканических районов, в которых рубидий и цезий содержатся в соизмеримых количествах.

Хлоридные магниево-натриевые рассолы распространены в природе гораздо меньше. Своим происхождением они обязаны выщелачиванию магнийсодержащих галлоидных солей, в частности карналлитов. При выщелачивании последних, как правило, богатых рубидием, им обогащаются и воды, содержание в которых этого элемента достигает 5 мг/л при практическом отсутствии лития (миллиграммы в литре), цезия и бора. Типичным примером вод этого класса являются рассолы в одной из скважин Урала на глубине 120—132 м, содержащие (в г/л): Na 67,6; K 2,9; Rb 0,004; Cs не обн.; Mg 6,1; Ca 5; Cl 130,3; SO₄²⁻ 4,7; HCO₃⁻ 0,13. Общая минерализация 217 г/л, pH 6,9. В нефтегазоносных районах, однако, этот тип иногда сильно обогащен всеми редкими щелочными металлами, бором и йодом.

Хлоридный кальциевый подтип пластовых рассолов объединяет три класса: 1) хлоридный натриево-кальциевый (кальция больше натрия, натрия больше других катионов), 2) хлоридный магниево-кальциевый, 3) хлоридный кальциевый (Ca > 85 % экв.). Из-за садки галита количество натрия в рассоле падает, и хлоридные кальциево-натриевые воды последовательно переходят в хлоридные натриево-кальциевый, магниево-кальциевые и кальциевый классы данного подтипа. Коль скоро редкие элементы в основном остаются в рассоле, их содержание сильно возрастает (в мг/л): Li до 300; Rb до 30; Cs до 5; Sr до 10 000; Br до 8000; J до нескольких десятков миллиграммов на литр.

Для рассолов хлоридного кальциевого подтипа нередко характерны глубины до 5 км и более. Распространенность их намного меньше хлоридных кальциевонатриевых вод, а главное, резко меньше их водообильность. Минерализация вод описываемого подтипа достигает 550 г/л.

Из вод хлоридного магниевого подтипа интересны лишь два класса (табл. 64): хлоридный кальциево-магниевый (Mg > Ca) и хлоридный магниевый (Mg > 85 экв. %). Остальные классы либо крайне мало распространены вообще, либо в подземных водах не известны.

Воды хлоридного магниевого подтипа, по мнению Л. С. Балашова, образуются в результате динамометаморфического разрушения карналлитов и выделения хлорида магния в растворе собственной кристаллизационной воды. В этих водах обнаружены максимальные концентрации лития (до 950 мг/л) и рубидия при очень небольших содержаниях стронция (сотни миллиграммов на литр). Хлоридные магниевые воды весьма характерны для областей аномально высоких давлений. Запасы таких вод весьма ограничены и, по-видимому, большого практического значения эти воды иметь не будут.

Запасы редкометаллоносных пластовых хлоридных вод до сих пор нигде в мире не оценивались, но по аналогии с ресурсами, на которых базируются йодо-бромные заводы, запасы, вероятно, могут достигать в отдельных структурах десятков и сотен миллионов и даже миллиардов кубометров, а следовательно

Таблица 63

Минерализация, температура, рН и содержание щелочных элементов в различных геохимических классах хлоридных вод артезианских бассейнов

Класс (распространенность)	Подкласс	M, г/л	t, °C	рН	Na	K	Li	Rb	Cs	Sr
					г/л		мг/л			
I Cl-Ca-Na (широко распространенные)	а	$\frac{3,9-94}{32,6 (312)}$	$\frac{15-170}{54(104)}$	$\frac{6-9,3}{7,13 (127)}$	$\frac{1,2-32,2}{13,7 (196)}$	$\frac{0,01-0,96}{0,19 (96)}$	$\frac{0,01-22,5}{5,3(150)}$	$\frac{0,1-11}{0,78 (55)}$	$\frac{0,01-12}{0,54 (195)}$	122
	б	$\frac{4,4-417}{185 (1440)}$	$\frac{2-115}{45(258)}$	$\frac{3,9-8,8}{6,21 (691)}$	$\frac{1,8-116}{51,8 (799)}$	$\frac{0,10-7,3}{0,99 (171)}$	$\frac{0,1-140}{12,4(463)}$	$\frac{0,1-21}{1,46 (255)}$	$\frac{0,01-5}{0,39 (91)}$	440
III Cl-Mg-Na (распространенные)	а	$\frac{5,3-93}{29,7 (95)}$	$\frac{15-148}{37(34)}$	$\frac{6,6-8,0}{7,46 (34)}$	$\frac{2,2-27,8}{8,33 (60)}$	$\frac{0,02-0,76}{0,16 (25)}$	$\frac{0,2-4,4}{1,5(12)}$	$\frac{0,04-3,5}{0,19 (11)}$	$\frac{0,01-0,35}{0,19 (5)}$	35
	б	$\frac{8,4-420}{192 (138)}$	$\frac{0,2-62}{16(10)}$	$\frac{4,5-7,4}{6,67 (40)}$	$\frac{2,4-115}{58,6 (72)}$	$\frac{0,06-11,2}{2,27 (34)}$	$\frac{0,03-5,9}{1,2(28)}$	$\frac{0,01-4,3}{0,64 (12)}$	$\frac{0,01-0,34}{0,18 (8)}$	86
IV Cl-Na (распространенные)	а	$\frac{3,7-97}{32,7 (127)}$	$\frac{15-183}{66(39)}$	$\frac{6,9-8,4}{7,40 (47)}$	$\frac{1,6-33,3}{13,7 (96)}$	$\frac{0,02-0,66}{0,11 (34)}$	$\frac{0,2-9,5}{2,1(25)}$	$\frac{0,03-4,4}{0,79 (37)}$	$\frac{0,01-0,69}{0,32 (17)}$	51
	б	$\frac{11,5-331}{253 (190)}$	$\frac{0,5-38}{14(40)}$	$\frac{5,5-8,3}{6,64 (52)}$	$\frac{15-135}{97,9 (119)}$	$\frac{0,02-3,82}{0,35 (79)}$	$\frac{0,2-2,7}{1,1(39)}$	$\frac{0,06-0,82}{0,35 (16)}$	$\frac{0,01-0,32}{0,18 (8)}$	45
V Cl-Na-Ca (распространенные)	—	$\frac{16-476}{353 (284)}$	$\frac{15-133}{50(38)}$	$\frac{2,6-6,8}{5,30 (107)}$	$\frac{4-48}{37,5 (128)}$	$\frac{0,50-37,85}{5,52 (152)}$	$\frac{15-350}{83(96)}$	$\frac{2,2-65,7}{15,8 (65)}$	$\frac{0,1-4,3}{1,79 (31)}$	410
VII Cl-Mg-Ca (мало распространенные)	—	$\frac{112-643}{444 (122)}$	$\frac{15-102}{46(30)}$	$\frac{2,5-6,2}{4,61 (32)}$	$\frac{3-30}{13,7 (70)}$	$\frac{1,2-35,92}{11,1 (91)}$	$\frac{15-480}{122(38)}$	$\frac{4,5-62}{15,0 (26)}$	$\frac{0,1-3,2}{0,78 (10)}$	4110
IX Cl-Na-Mg (мало распространенные)	—	$\frac{57-500}{346 (54)}$	$\frac{6-42}{17(8)}$	$\frac{4,0-6,2}{5,35 (13)}$	$\frac{12,2-51}{30,8 (21)}$	$\frac{0,74-39,75}{15,9 (16)}$	$\frac{16-390}{87(14)}$	$\frac{5-90}{16,4 (16)}$	$\frac{0,3-3}{1,65 (2)}$	82
XI Cl-Ca-gM (мало распространенные)	—	$\frac{159-605}{380 (33)}$	$\frac{20-96}{42(7)}$	$\frac{3,8-6,0}{4,79 (6)}$	$\frac{6-34,0}{15,8 (22)}$	$\frac{1,08-50,0}{22,3 (16)}$	$\frac{34-170}{85(7)}$	$\frac{12-21}{16,7 (2)}$	—	450
XII Cl-Mg (мало распространенные)	—	$\frac{121-451}{406 (7)}$	$\frac{18-23}{21(3)}$	$\frac{3,8-5,2}{4,42 (6)}$	$\frac{0,7-7,5}{2,8 (6)}$	$\frac{1,0-9,9}{3,9 (4)}$	$\frac{30-390}{148(5)}$	$\frac{8-12,4}{10,2 (2)}$	—	75
HCO ₃ -Cl-Na (распространенные)	—	$\frac{0,7-72}{16,2 (193)}$	$\frac{10-143}{52(76)}$	$\frac{6,8-8,5}{7,65 (52)}$	$\frac{0,3-22,5}{6,25 (98)}$	$\frac{0,05-0,36}{0,06 (45)}$	$\frac{0,2-9}{2,2(38)}$	$\frac{0,01-1,9}{0,23 (45)}$	$\frac{0,01-0,8}{0,14 (27)}$	11
SO ₄ -Cl-Ca-Na (распространенные)	—	$\frac{0,7-94}{26 (238)}$	$\frac{2-65}{24(81)}$	$\frac{5,5-8,3}{7,35 (72)}$	$\frac{0,1-24,2}{2,1 (372)}$	$\frac{0,02-1,70}{0,11 (111)}$	$\frac{0,2-6,5}{1,2(94)}$	$\frac{0,01-1,3}{0,14 (20)}$	$\frac{0,01-0,55}{0,23 (15)}$	24

Примечания. 1. Хлоридные воды II (Cl-K-Na), VI (Cl-K-Ca), VIII (Cl-Ca) и X (Cl-K-Mg) классов очень редки и здесь не рассматриваются. 2. В числителе указаны предельные содержания, в знаменателе — средние, в скобках — число определений.

Таблица 64

Состав характерных пластовых рассолов хлоридного кальциевого и хлоридного магниевого подтипов [37]

Компоненты	Хлоридный кальциевый подтип				Хлоридный магниевого подтип			
	Хлоридный натриево-кальциевый класс		Хлоридный магниевый-кальциевый класс		Хлоридный кальциево-магниевый класс		Хлоридный магниевый класс	
NH ₄ , мг/кг	—	654	1050	0,4	—	849	—	—
Li „	180	90,4	70,5	200	81	66	44	66,5
Na, г/кг	30	29,1	4,7	2,1	9,1	6,0	1,02	16,1
K „	4,4	11,8	15,8	2,9	2,1	18,8	10,3	11,9
Rb, мг/кг	20	—	—	—	—	—	21	12
Cs „	1	—	—	—	—	—	—	—
Mg, г/кг	7,5	12,9	15,2	53,9	33,1	39,2	79,7	79,7
Ca „	74	97,5	93,1	87,2	41,8	52,7	9,6	2,3
Sr „	3,4	3,4	4,1	3,7	—	0,75	0,25	0,15
Ba, мг/кг	—	—	—	50	—	—	—	Не обн.
Fe „	—	—	—	3360	—	6	—	—
B „	—	491	—	311	780	660	620	629
Cl, г/кг	225	268,7	333	386	210,5	241	256	259
Br „	3,5	3,76	8,8	1,7	2	3,1	8,5	2,6
I, мг/кг	—	52	4	12,8	—	42	12,6	6,3
SO ₄ , г/кг	0,2	0,05	0,56	Не обн.	0,03	0,004	0,25	0,5
HCO ₃ „	0,15	—	1,28	—	—	1,01	0,76	—
M „	348,3	—	541	546,6	318,4	364,6	368	373

но, запасы лития в них могут исчисляться десятками тысяч тонн, рубидия — тысячами тонн, цезия — многими сотнями тонн, а стронция — даже сотнями тысяч тонн.

Запасы лития в подземных водах нефтеносных районов, прилегающих к Мексиканскому заливу, оцениваются в 11 млн. т при концентрации лития до 700 мг/л.

В настоящее время глубокозалегающие пластовые воды практически нигде в мире в промышленных масштабах как сырье на редкие металлы не используются. А между тем только в США вместе с нефтью и газом ежегодно добывается свыше 1,5 млрд. т подземных высокоминерализованных вод (А. G. Collins, 1965 г.), в которых содержится минимум 30 тыс. т лития (даже если принять его среднее содержание всего 30 мг/л), до 500 тыс. т стронция, несколько тысяч тонн рубидия и многие сотни тонн цезия, а кроме того, громадные массы брома, бора, йода, солей калия, натрия, кальция, магния и др.

В большинстве регионов мира возможна организация предварительного концентрирования этих попутно добываемых рассолов с применением солнечной энергии, тепла самих вод или путем вымораживания. Поэтому есть все основания полагать, что подземные воды в будущем могут стать поистине неисчерпаемым резервом многих ценных полезных ископаемых.

Неглубоко погребенная хлоридная натриевая рапа с литием

Этот тип природных высокоминерализованных вод представлен самым крупным из известных месторождений лития — Сильвер-Пик (шт. Невада, США). Ме-

сторожение расположено в бессточной долине Клайтон в 200 км к северу от оз. Серлз. Долина площадью 1,5 тыс. км² выполнена рыхлыми терригенными отложениями — галечниками, песками и суглинками, перекрытыми тонким и плотным слоем практически водонепроницаемых глин. Центральная часть долины представляет собой дно вышедшего послеледникового озера. Мощность рыхлых отложений 100—220 м. Рыхлые отложения служат коллектором рапы хлоридного натриевого состава, представляющей собой уникальное комплексное химическое сырье.

Общая минерализация рапы свыше 200 г/л. Рапа содержит (в г/кг): Na 62; K 8; Ca 0,5; Mg 0,4; Li 0,4; Cl 100,6; SO₄²⁻— 7,1.

Происхождение рассолов месторождения Сильвер-Пик сходно с генезисом межзернистой рапы оз. Серлз [4]. Однако установлены серьезные различия в их составе. Во-первых, общая минерализация рассолов месторождения Сильвер-Пик в два раза ниже, т. е. рассолы еще не достигли стадии галогенеза. В них практически отсутствуют CO₂, B, Br, J, H₂S, P, ангидрит, As, W, Ge, Mo, значительно меньше K, но заметно больше Mg, Ca и Li. Поэтому об аналогии генезиса погребенной рапы месторождения Сильвер-Пик и межзернистой рапы оз. Серлз говорить трудно, хотя оба месторождения приурочены к единой области молодого вулканизма и, несомненно, в обоих случаях минерализованные воды содержат какую-то часть и вулканогенных производных.

Суммарные запасы солей, захороненных в рапе месторождения Сильвер-Пик, составляют несколько миллиардов тонн. Запасы Li₂O Горным бюро США оцениваются в 7,4 млн. т при среднем содержании Li₂O более 0,08 %.

К описанному типу хлоридных натриевых рассолов относится, по-видимому, и самое богатое литием месторождение на севере Чили в пределах салара (сухого озера — солончака) Атакама. Площадь салара 3000 км². Озерные отложения, пропитанные рапой, пока разведаны до глубины всего 30 м на половине площади салара. Содержание в рапе хлорида калия 2 %, а хлорида лития 0,2 %. Запасы калийных солей 12 млн. т, хлорида лития 2,6 млн. т, около 0,85 млн. т в пересчете на окись лития. В настоящее время изучаются возможности добычи солей и лития из салара Атакама.

Показательно, что месторождение Сильвер-Пик в США и сальар Атакама в Чили расположены в районе молодой вулканической активности. Следовательно, подобные месторождения могут быть встречены в Аргентине, Боливии, Турции, Иране, Афганистане и других районах мира.

Межзернистая карбонатно-хлоридная натриевая рапа с литием

Наиболее крупным и хорошо изученным месторождением данного типа является сухое соляное оз. Серлз (шт. Калифорния, США), расположенное в бессточной котловине. Соляная толща имеет площадь 80 км², из которых на 30 км² она выходит непосредственно на поверхность (т. е. это дно сухого соляного озера). Остальные 50 км² по окраинам соляной толщи покрыты маломощным слоем соленосных илов.

Соляная толща мощностью 30—40 м состоит из двух пластов: (верхнего мощностью 20—29 м) и нижнего (мощностью 10—11 м), между которыми заключен слой соленосных илов мощностью в среднем около 4 м. В основании соляной толщи также развиты соленосные илы. Отложения соли в основном представлены галитом, с прослоями и линзами ганксита, типкала, глазерита, троны, бур-

кента, буры, пирсонита и других более редких солей. Запасы солей исчисляются миллиардами тонн. По данным определений абсолютного возраста накопления солей началось свыше 30 млн. лет назад и продолжается в настоящее время.

Соляная толща обладает высокой пористостью (25—50 %). Поры заполнены концентрированным рассолом — рапой, общая минерализация которой превышает 450 г/л, плотность рапы 1,3 г/см³, pH 9,4. В межзернистой рапе из верхнего соляного пласта содержится (в %): NaCl 16,1; Na₂SO₄ 6,8; KCl 5; Na₂CO₃ 4,8; Na₂B₄O₇ 1,6; NaHCO₃ 0,15; Na₃PO₄ 0,14; KBr 0,12; Na₂S 0,12; P₂O₅ 0,07; As₂O₃ 0,026.

Кроме того, в рапе установлены (в мг/кг): Br 850; J 30; NH₄ 18; F 20; W 70; Mo 0,7; Ge 0,3; Sb 6. Показательно почти полное отсутствие в рапе Mg (следы), Ca (0,002 % CaO), Fe и Al (в сумме 0,002 %). Рапа нижнего пласта значительно богаче Na₂CO₃ (6,78 %) и бурой (1,96 %), но сильно обеднена KCl (2,94 %) и несколько беднее почти всеми остальными компонентами.

По данным различных авторов, рапа содержит 96—115 мг/л лития в верхнем пласте и всего около 40 мг/л — в нижнем. Кроме того, в ней обнаружено около 1 мг/л рубидия.

Химический состав рапы оз. Серлз существенно отличается от состава обычных рассолов солеродных бассейнов в пустынных районах явно повышенными содержаниями K, Li, B, W, Mo, Sb, As.

Запасы главных полезных компонентов в рапе оз. Серлз (округленно) безводной буры — 50 млн. т, калия — 18 млн. т. Запасы окиси лития, подсчитанные еще до войны, — 81 тыс. т. Однако приведенные данные по запасам буры и содержанию ее и лития в рапе позволяют увеличить суммарные запасы окиси лития в рапе оз. Серлз до 400 тыс. т [37]. Исходя из соотношения содержаний окиси лития и рубидия, запасы последнего в рапе этого месторождения могут быть оценены в 2—3 тыс. т.

Описываемое месторождение разрабатывалось более полувека. Химический завод в г. Трона производит из рапы соду, сульфаты натрия и калия, хлорид калия, бром, бромиды щелочных металлов, буру, борную кислоту, пироборат натрия, фосфорную кислоту, карбонат и сульфат лития на общую сумму 0,5 млрд. долларов в год. В последние годы добыча приостановлена из-за освоения месторождения Сильвер-Пик.

Поверхностная хлоридная натриево-магниевая рапа с литием и рубидием

Крупнейшее месторождение этого типа природных минерализованных вод — Мертвое море. Район месторождения приурочен к участку грабенообразного опускания, который вместе с рифтом Красного моря образует современную рифтовую зону и область проявления молодого магматизма.

Мертвое море лежит на 389 м ниже уровня Мирового океана и представляет собой бессточную впадину, в которую впадает р. Иордан с минерализацией вод около 1,3 г/л. Площадь «моря» (940—1000 км²) делится почти на равные части длинным полуостровом. Южная часть моря мелководная (глубина всего до 6 м), северная — глубоководная (глубина до 395 м). Объем рассола в озере 136—159 км³. Максимальная температура воды на поверхности 45 °С.

Минерализация воды непостоянна и возрастает с глубиной от 273 г/л в приповерхностном слое до 315 г/л в среднем на всю массу рапы.

По данным Б. И. Когана и В. А. Названовой (1974 г.), состав рапы Мертвого моря следующий (в г/л): $MgCl_2$ 130; $NaCl$ 87; $CaCl_2$ 37; KCl 11,5; $MgBr$ 5; $CaCO_3$ 1; Rb 0,06; Li 0,018; Mn 0,004; Ba 0,022; SiO_2 0,017 (на поверхности) и 0,01 (на глубине). Спектральным анализом установлено также присутствие Sr , Al , Fe , Cr , Cu , Ti , Pb , Cd , V , Cs , Co . По сравнению с рапами других типов рапа Мертвого моря особенно обогащена бромом и, возможно, рубидием. Нигде в мире больше не известно другого столь богатого и крупного промышленного месторождения брома из всех изученных природных минерализованных вод.

Основная масса солей Мертвого моря обязана своим происхождением двум минеральным источникам, воды которых впадают непосредственно в Мертвое море, а также многочисленным более мелким горячим (до 60 °С) минеральным источникам, расположенным по берегам р. Иордан. Химический состав воды минеральных источников (в г/л): Na 3,5—6,2; K 0,13—0,34; Mg 0,15—0,58; Ca 1,12—3,03; Li 0,0015—0,003; Sr 0,03—0,06; Cl 7,6—16,3; SO_4^{2-} 0,73—0,77; HCO_3^- 0,16—0,18; Br 0,049—0,2.

Общие запасы солей в Мертвом море исчисляются в 42 млрд. т, из них (в млрд. т): $MgCl_2$ 21; $NaCl$ 12; $CaCl_2$ 6; KCl 2; $MgBr_2$ 1. Кроме того, содержится 17,5 млн. т хлорида лития (6 млн. т в пересчете Li_2O) и около 10 млн. т рубидия. Запасы солей постоянно пополняются за счет р. Иордан и минеральных источников.

Мертвое море — крупный и высокорентабельный источник редких щелочных металлов, которые могут добываться попутно с солями калия, натрия, магния и брома.

Поверхностная сульфатно-хлоридная магниевое-натриевая рапа с литием

Наиболее крупный и богатый по содержанию лития представитель этого типа природных минерализованных вод — Большое Соленое озеро (шт. Юта, США) площадью около 2,5 тыс. км². Глубина озера 8—15 м, но большей частью незначительна. Озеро в 1955 г. разделено дамбой на южную (70 % площади) и северную части, которая нарушила равновесие его солевого режима. В северную часть озера попадает всего 5 % притока пресных вод, из-за чего рапа здесь стала более концентрированной и даже начинается садка солей.

Минерализация воды сильно варьирует в различные времена года, понижаясь весной за счет притока талых вод и увеличиваясь осенью после сильного испарения в летнее время. Соленость неодинакова в разных местах озера, увеличивается по его периферии, где во вторую половину года на мелководных участках даже происходит садка солей. Химический состав рапы северной части озера (в г/кг): Ca 0,16—0,31; Mg 11,2—13,5; Na 76—86; K 6,7—7,7; Sr 0,002; HCO_3^- 0,48—0,52; SO_4^{2-} 20—27; Cl 141—155; Br 0,086; Li 0,042—0,066; J 0,04; B 0,029—0,052; общая минерализация 275—370 г/л; плотность 1,21—1,23 г/см³; pH 7,4—7,7 (Б. И. Коган, В. А. Названова, 1974 г.).

Запасы солей в поверхностной рапе определяются (в млрд. т); $NaCl$ 3,2; $MgCl_2$ 0,63; Na_2SO_4 0,45—5,4; солей калия 0,1—0,18. Запасы $LiCl$ 4 млн. т, что в пересчете на окись лития составляет примерно 1,3 млн. т.

Прогнозные и поисково-оценочные факторы

Поскольку все описанные классы, кроме глубокозалегающих пластовых рассолов, не нуждаются в прогнозных и поисково-оценочных критериях, то последние даются только к этим рассолам.

1. Гидрохимический класс вод, по классификации Л. С. Балашова, подобно парагенетическому типу месторождений для твердых полезных ископаемых, служит ведущим критерием, который можно использовать как при прогнозировании, так и при оценке перспектив вод на редкие металлы.

Концентрация редких элементов в хлоридных водах артезианских бассейнов в пределах каждого геохимического класса пропорциональна общей минерализации и может быть рассчитана по формуле $X = (A \cdot M) / 100$, где: X — концентрация искомого элемента в данном геохимическом классе воды, мг/л; A — расчетный коэффициент (табл. 65); M — минерализация данной воды, мг/л. Для классов Ia, Ib, V и VII, у которых минерализация изменяется в широком диапазоне, необходимо брать величину A , соответствующую данному интервалу M . Рассчитанные концентрации микрокомпонентов во многих случаях оказываются весьма близкими к величинам, определенным аналитическим путем, но могут и отличаться от истинных в два-три раза и более.

Гидрохимический класс вод в какой-то мере позволяет судить и о запасах вод, по крайней мере об их верхнем возможном пределе. Если запасы, например, хлоридных кальциево-натриевых вод могут быть огромны, то у хлоридных магниевых или хлоридных кальциево-магниевых они никогда не бывают большими. Следовательно, можно давать достаточно обоснованную оценку запасам и редких элементов по той или иной структуре или площади.

2. Л. С. Балашов установил отчетливую вертикальную гидрохимическую зональность в артезианских соленодных бассейнах. В верхней части разреза обычно развиты низкотемпературные холодные сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые и хлоридные натриевые воды, почти не содержащие редких элементов. На глубине они нередко переходят в хлоридные кальциево-натриевые слаботермальные рассолы, которые, в свою очередь, часто последовательно сменяются с глубиной хлоридными натриево-кальциевыми и (обычно в подсолевых горизонтах) хлоридными магниевыми-кальциевыми горячими рассолами (табл. 66).

Вертикальная гидрохимическая зональность — результат подземного концентрирования пластовых вод в процессе их метаморфизма ввиду затрат H_2O на минералообразование, ее перехода в газовую фазу, а также благодаря проявлению гравитационного фактора, способствующего на протяжении длительного геологического времени накоплению тяжелых солей в нижней части многокилометровой толщи подземных вод. Поэтому не случайно, что чем концентрированнее рассол, тем он древнее, тем более глубокое положение он занимает в данном артезианском бассейне, тем меньше его площадь и объем.

3. Концентрация редких элементов в подземных водах связана с их минерализацией (табл. 67). Связь эта не простая и прежде всего зависит от гидрохимического класса минерализованных вод, а также от ряда индивидуальных геохимических особенностей самих редких элементов. Поскольку некоторые классы вод почти стерильны на редкие металлы, содержание последних в них, естественно, никак не связано с минерализацией. Однако при рассмотрении главной линии концентрирования подземных вод намечается довольно отчетливая закономерность — в самом распространенном хлоридном кальциево-натриевом классе вод с ростом минерализации медленно, но постоянно увеличивается содержанием всех редких и малых элементов. Это происходит до минерализации 270—320 г/л, когда начинается садка галита.

С уходом значительной массы натрия из рассола в галит рассол переходит в хлоридный натриево-кальциевый класс. Поскольку галит не захватывает ника-

Таблица 65

Расчетные коэффициенты для определения концентраций редких щелочных металлов в пластовых хлоридных водах по общему химическому составу

Класс	Подкласс	Интервал минерализации, $M_{\text{ср}}$, г/л	Li		Rb		Cs	
			мг/л	% М·А	мг/л	% М·А	мг/л	% М·А
I Cl-Ca-Na	а	0—50	3,72	0,0096	0,75	0,00210	0,21	0,00060
		50—100	5,80	0,0042	0,86	0,00095	0,37	0,00051
		100—200	7,39	0,0045	1,36	0,00090	0,44	0,00040
		>200	8,20	0,0065	2,8	0,0015	2,1	0,00095
	б	0—100	5,7	0,0096	1,04	0,0037	0,29	0,00036
		100—200	10,8	0,0083	1,80	0,0012	0,355	0,00031
200—300		16,6	0,0072	2,00	0,00080	0,536	0,00026	
300—400		33,6	0,0131	5,60	0,00165	0,788	0,00028	
III Cl-Mg-Na	а	30	1,5	0,0054	0,19	0,00032	0,19	0,00059
	б	192	1,9	0,0016	0,64	0,00032	0,19	0,00013
IV Cl-Na	а	32,7	2,6	0,0053	0,79	0,00088	0,30	0,00064
	б	253	1,48	0,00045	0,38	0,000165	0,18	0,00011
V Cl-Na-Ca	—	200—300	22,5	0,0097	4,5	0,00205	0,60	0,00020
		300—400	76,0	0,0237	16,1	0,0043	1,56	0,00048
		400—500	104	0,0242	32,5	0,0073	2,83	0,00066
VII Cl-Mg-Ca	—	300—400	87	0,0244	15,5	0,0034	0,55	0,00015
		400—500	114	0,0248	15,0	0,0029	1,44	0,00031
		500—600	195	0,0398	14,4	0,0024	0,12	0,000019
IX Cl-Na-Mg	—	346	87	0,0253	16,4	0,00314	1,65	0,0005
XI Cl-Ca-Mg	—	380	93	0,023	16,7	0,0035	—	—
XII Cl-Mg HCO ₃ -Cl-Na SO ₄ -Cl-Ca-Na	—	407	148	0,026	10,2	0,0028	—	—
	—	16,2	2,2	0,011	0,21	0,00097	0,14	0,00073
	—	25,6	1,2	0,0087	0,14	0,00047	0,19	0,00077

Таблица 66

Схема геохимических классов рассолов в вертикальном разрезе одного из соленодных бассейнов

Средняя глубина горизонта, м	Класс	Средний состав по формуле Курлова	Средние концентрации, мг/л					r Na r Cl
			Li	Rb	Cs	Sr	K	
703	SO ₄ -Cl-Ca-Na	M ₂₂ $\frac{Cl_{90} SO_9^4}{Na_{68} Ca_{24} Mg_6}$	1,3	0,15	0,09	27	72	1,16
1300	Cl-Na (IVб)	M ₂₅₅ $\frac{Cl_{98}}{Na_{97} Ca_2 Mg_1}$	1,3	0,30	0,17	48	303	0,98
2240	Cl-Ca-Na (Iб)	M ₂₈₇ $\frac{Cl_{98}}{Na_{78} Ca_{17.8} Mg_4}$	15	6,6	0,79	740	2360	0,78
2990	Cl-Na-Ca (V)	M ₃₆₁ $\frac{Cl_{99}}{Ca_{55} Na_{33} Mg_{12}}$	56	21,9	1,28	2170	6030	0,34
3100	Cl-Mg-Ca (VII)	M ₄₀₅ $\frac{Cl_{99}}{Ca_{67} Mg_{20} Na_{13}}$	95	17,1	1,06	2530	7470	0,13

ких редких элементов, концентрация их в рассоле скачкообразно возрастает, иногда в несколько раз, хотя общая минерализация увеличивается лишь на 10—20 %. С дальнейшим концентрированием и переходом рассола в хлоридный магниевый-кальциевый класс продолжается плавное нарастание содержания редких элементов вплоть до минерализации 430—470 г/л, когда начинается садка карналита (KCl·MgCl₂·6H₂O). Карналит уносит из рассола значительную часть рубидия и цезия, поэтому с ростом дальнейшей минерализации концентрация этих элементов не происходит или даже уменьшается. Литий, стронций и бром продолжают наращивать свою концентрацию до минерализации 550 г/л.

Это общая зависимость между минерализацией и концентрацией редких элементов значительно затушевывается проявлением таких факторов, как геохимическая специализация провинций и отдельных бассейнов, неодинаковое влияние вмещающих пород, поглощающих редкие элементы или обогащающих ими рассолы, и др.

4. Для одного и того же артезианского бассейна с глубиной возрастает минерализация, а следовательно, увеличивается и содержание редких элементов (см. табл. 66). Но и здесь известны отклонения, когда, например, через региональные тектонические зоны происходит подток менее минерализованных вод из соседних областей или, наоборот, более минерализованных и совершенно иных классов из более глубоких горизонтов земной коры.

Таблица 67

Изменение средних рН и концентраций редких щелочных элементов по интервалам минерализации в отдельных классах хлоридных вод

Класс воды	Интервал минерализации М, г/л	рН	Ca	Mg	Na	K	Li	Rb	Cs
			г/л				мг/л		
Cl-Ca-Na (Iб)	0—100	7,11	3,44	0,96	20,5	0,26	5,7	0,42	0,29
	100—200	6,48	1,76	1,76	42,6	0,70	10,8	0,94	0,38
	200—300	6,02	18,28	3,03	69,9	0,94	16,6	1,15	0,57
	300—400	5,72	29,74	4,89	82,8	2,76	33,5	3,45	0,92
Cl-Na-Ca (V)	250—300	5,84	45,0	6,20	40,5	3,69	22,5	5,4	0,60
	300—350	5,64	47,0	7,78	41,3	4,72	67,0	9,2	1,56
	350—400	5,31	74,4	8,92	37,0	5,78	78,8	16,1	1,78
	400—500	4,13	85,0	9,38	35,0	7,75	103,3	32,5	2,83
Cl-Mg-Ca (VII)	300—400	4,81	83,3	16,4	18,0	7,0	86,5	15,5	0,55
	400—500	4,58	102,0	22,2	15,2	11,9	113,8	15,0	1,44
	500—600	4,18	152,3	15,1	5,5	15,3	195,0	14,4	0,11

5. Температура пластовых вод заметно влияет на их минерализацию. Чем выше температура вод одного и того же класса, тем больше они содержат редких элементов. Это объясняется повышенной растворимостью металлов в высокотермальных водах, с большей легкостью выщелачивающих их из окружающих пород, а если они уже присутствуют в воде, то высокая температура помогает сохранять их в рассоле, препятствуя сорбции и переходу в твердую фазу.

Практическое значение

Каждому из типов природных минерализованных вод свойствен свой набор полезных компонентов, включая и редкие элементы, и свои масштабы их запасов. Исключая углекислые воды областей альпийской складчатости, все остальные описанные типы характеризуются крупными, а то и просто огромными запасами многих ценных компонентов. В будущем природные минерализованные воды несомненно явятся практически неисчерпаемым источником добычи многих элементов.

Минерализованные воды очень часто не требуют существенных затрат на добычу, поскольку либо самоизливаются из скважин и источников, либо залегают непосредственно на поверхности или близко от нее (поверхностная и межзернистая рапы). Содержащиеся в них полезные компоненты находятся в готовой для утилизации форме, исходное сырье не надо дробить, оно к тому же легко транспортируется в пределах технологического процесса. Нередко при переработке минерализованных вод можно использовать солнечную энергию и получаемые попутно горючие газы для упарки рассолов и концентрирования в них полезных компонентов. Подземные воды благодаря высокой температуре могут служить

источником не только минеральных солей, но и тепла для строительства теплоэлектростанций, обогрева поселков, тепличных хозяйств и др.

Поиски, разведка и промышленная оценка месторождений природных вод в большинстве случаев во много раз дешевле аналогичных по размерам месторождений твердых полезных ископаемых. Нередко месторождения подземных вод открываются и изучаются попутно при поисково-разведочном бурении на нефть, газ и другие полезные ископаемые, а также при бурении картировочных и структурных скважин.

Ресурсы вод часто восстанавливаются автоматически, эксплуатация их месторождений нередко может быть организована на любой срок без видимого истощения запасов полезных компонентов.

На первых порах непосредственный практический интерес могут составить прежде всего те минерализованные воды, на добычу которых не требуется дополнительных затрат: 1) воды, залегающие на поверхности — рапа озер, лиманов, усыхающих морских заливов и др.; 2) воды йодо-бромных заводов, содержащие после извлечения йода и брома стронций, бор, литий, а также другие щелочные и щелочноземельные металлы; 3) воды, попутно получаемые при добыче нефти и сбрасываемые в специальные отстойники-соры, где часто происходит их дополнительная упарка; 4) воды геотермальных источников, могущих служить генератором тепловой энергии и сырьем для получения редких щелочных элементов; 5) воды минеральных источников, используемых в бальнеологических целях; 6) воды самоизливающихся скважин в структурах, отработанных на нефть; 7) воды опреснительных установок.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МИНЕРАГИЯ

Рубидий. Большинство парагенетических типов магматогенных месторождений рубидия генетически связано с кислыми породами (см. табл. 29), в связи с щелочными породами пока выявлены лишь месторождения формации нефелин-калишпатовых массивов (апатит-нефелиновые породы), а также месторождения щелочных гранитов.

Тем не менее по запасам рубидия эти группы сопоставимы. Месторождения, связанные с щелочными породами, представлены весьма крупными и уникальными по масштабам объектами; запасы многочисленных месторождений, связанных с кислыми породами, исчисляются десятками тысяч тонн (часто лишь тысячами и сотнями тонн), т. е. на порядок (и более) ниже. Из магматогенных месторождений рубидия пока добывается лишь из пегматитов и грейзенов, на которые приходится всего 5 и 3 % его мировых запасов. Запасы рубидия в лепидолит-микроклин-альбитовых и криофиллит-амазонит-альбитовых гранитах составляют 6 %, в мусковит-литий-флюоритовых метасоматитах — 2 %.

Показательно, что во всех месторождениях «кислой линии» минеральная форма нахождения промышленных запасов рубидиевых руд — слюды, содержащие от 1 до 4 % этого металла.

Основная масса мировых эндогенных запасов рубидия приурочена к древним платформам, а к геосинклинальным областям фанерозоя — менее пятой части. При этом все запасы щелочных месторождений приходится на платформы, а две трети запасов месторождений, связанных с кислыми породами, — на платформы и одна треть — на геосинклинальные области фанерозоя.

Пегматитовые месторождения, расположенные на платформах, богаче пегматитов геосинклинальных областей по содержанию рубидия на порядок, а по запасам — в десятки раз. Однако запасы крупнейших пегматитовых месторождений на платформах практически одинаковы с запасами самых крупных грейзеновых месторождений в геосинклинальных областях фанерозоя (см. табл. 33).

Основная масса мировых эндогенных запасов рубидия сосредоточена в Лавразийском поясе платформ, они постепенно уменьшаются к поясам Тетис и Гондвана (см. табл. 36). Из всех платформ наибольшая часть запасов рубидия приходится на Европейскую платформу, а в Гондване — на Африканскую.

Основная масса эндогенных запасов рубидия заключена в месторождениях палеозойского возраста (в основном за счет щелочных месторождений). Остальная часть их распределяется примерно поровну между докембрийскими (пегматиты) и мезозойскими (редкометалльные граниты) месторождениями.

Промышленные запасы рубидия выявлены в пяти минерагенических эпохах: архейской (пегматиты), раннерифейской (метасоматиты в связи с пегматитами), каледонской (мусковит-литоинит-флюоритовые метасоматиты), герцинской (агпаитовые нефелиновые сиениты, грейзены) и киммерийской (кислые танталоносные граниты и эффузивы). Навысшей интенсивностью рубидиевого оруденения характеризуются киммерийская и особенно герцинская эпохи.

Метаморфогенных месторождений рубидия не встречено. В экзогенном цикле рубидий образует месторождения семи типов в четырех формациях (см. табл. 40). На экзогенные месторождения приходится 52 % всех мировых запасов рубидия. Минерагения рубидия в экзогенном цикле резко отличается от минерагении других редких элементов значительным накоплением в хемогенно-осадочных образованиях — карналлитах, в которых сосредоточено — до 16 % его мировых запасов. Небольшие перспективные запасы рубидия выявлены в вулканогенно-осадочных образованиях, а основная масса их заключена в минерализованных водах. У рубидия, в отличие от лития, большинство запасов приходится не на межзернистую, а на поверхностную рапу. Значительны его запасы и в термальных водах.

Содержание рубидия в природных водах составляет 0,000п—0,00п %, т. е. обычно на один-полтора порядка ниже, чем у лития, что особенно примечательно, если учесть обратные соотношения их кларков в земной коре. В карналлитах содержание рубидия обычно около 0,01 %, т. е. значительно ниже его кларка.

В пределах земного шара свыше половины всех экзогенных запасов рубидия приходится на Азию, почти треть — на Европу и 12 % — на Южную Америку. В Африке и Австралии месторождений рубидия нет (если не считать рубидиеносных терм Новой Зеландии), очень невелики они и в Северной Америке.

Таким образом, для минерагении рубидия характерно следующее.

1. Примерно одинаковое количество промышленных запасов в месторождениях, связанных с кислыми и щелочными породами.

2. Рубидий из всех редких металлов обнаруживает наибольшее тяготение к грейзеновым и грейзеноподобным месторождениям, что выражается как в наивысших средних содержаниях (0,4—0,5 %), так и в большей доле запасов, приуроченных к грейзенам, криофиллит- и лепидолитсодержащим гранитам (грейзенизированным гранитам, по А. А. Беусу) и мусковит-литоинит-флюоритовым метасоматитам (апокарбонатным грейзенам, по И. Н. Говорову), на которые в сумме приходится две трети мировых эндогенных запасов этого металла, связанных

с «кислыми» месторождениями. Следовательно, минерагенически рубидий — существенно «грейзеновый» металл.

2. Самые крупные и богатые геосинклинальные месторождения рубидия в отличие от других редких элементов по запасам и качеству руд не уступают его самым крупным и богатым платформенным месторождениям.

4. Рубидий, как и стронций, отличается наивысшим активным накоплением в экзогенных месторождениях, в которых сосредоточено свыше половины всех его мировых запасов, главным образом в хемогенно-осадочных образованиях (карналлиты) и поверхностной рапе.

Цезий. Из магматогенных только один тип (фениты с астрофиллитом), да и то пока не имеющий промышленного значения, генетически связан с щелочными породами, а все остальные — с кислыми (см. табл. 29). Почти половина мировых запасов цезия сосредоточена в сподумев-микроклин-альбитовых пегматитах с поллучитом и лепидолитом. Почти вся мировая добыча цезия осуществляется из месторождений этого же типа. Из магматогенных месторождений значительная доля запасов приходится также на цезийбиотитовые метасоматиты (см. табл. 33, 34). Месторождения цезия на платформах значительно крупнее и богаче, чем геосинклинальные. Среднее содержание цезия в месторождениях на платформах изменяется от 0,1 до 0,6 %, причем в пегматитах и связанных с ними метасоматитах остается примерно на одном уровне. Содержание цезия в геосинклинальных месторождениях обычно составляет сотые доли процента и лишь в кислых эффузивах достигает 0,3 %. В целом, исключая кислые эффузивы, геосинклинальные месторождения цезия на порядок беднее его месторождений на платформах. То же характерно и для пегматитов.

Для эндогенной минерагении цезия показатель его превалирование в 1,5—2 раза над рубидием в месторождениях пегматитов, связанных с ними метасоматитов и кислых вулканических стекол. Это единственные в природе образования с соотношением в пользу цезия, что особенно примечательно, если учесть обратное и притом резкое преобладание кларка рубидия.

В грейзеновых образованиях содержание цезия меньше рубидия в 7—12 раз. Если рубидий более характерен для грейзенового процесса, то цезий — для пегматитового. Поэтому не случайно, что в грейзеноподобных месторождениях (редкометалльных гранитах и мусковит-литий-флюоритовых метасоматитах) содержание цезия также очень мало.

По запасам самые крупные месторождения цезия на платформах на порядок крупнее его самых больших геосинклинальных месторождений. Пегматитовые же месторождения на платформах даже в десятки раз крупнее геосинклинальных пегматитов. На платформенные месторождения приходится 90 % его мировых эндогенных запасов, на геосинклинальные — 10%. В целом от лития к рубидию и цезию последовательно уменьшается доля геосинклинальных запасов и возрастает доля платформенных (см. табл. 36).

Больше половины мировых эндогенных запасов цезия сосредоточено в Лавразии, треть — в Гондване, а в поясе Тетис промышленные месторождения цезия пока не установлены. Основная масса эндогенных поллучитовых запасов цезия делится примерно поровну между двумя платформами: Африканской и Северо-Американской. Запасы цезия в поллучитовых рудах на остальных платформах невелики (см. табл. 36).

Основная масса эндогенных запасов цезия заключена в докембрийских месторождениях, главным образом в пегматитах и связанных с ними метасомати-

тах. С омоложением месторождений запасы цезия последовательно уменьшаются до 6 % в палеозое и 4 % в мезозое.

Почти половина мировых эндогенных запасов цезия приходится на позднеархейскую, а свыше трети — на раннерифейскую минерагеническую эпоху. В остальных эпохах запасы цезия невелики — 1—4 % (см. табл. 38, 39), а в альпийской эпохе отсутствуют, хотя не исключено выявление цезиеносных вулканических стекол этого возраста. По интенсивности цезиевого оруденения позднеархейская и раннерифейская эпохи также занимают первые места.

На экзогенные месторождения цезия приходится 38 % всех его мировых запасов. Экзогенная минерагения цезия очень проста. Основная масса его мировых экзогенных запасов заключена в природных высокоминерализованных водах (см. табл. 40), но в отличие от рубидия и лития цезий в промышленных концентрациях характерен в основном для термальных вод (35 % его мировых запасов). Если в подземных глубокозалегающих рассолах среднее отношение $Li : Rb : Cs$ примерно 40 : 4 : 1, то в термальных водах оно изменяется до 10 : 1,4 : 1. Содержание цезия в водах обычно составляет десятитысячные, а то и сотысячные доли процента.

Основная масса экзогенных запасов цезия сегодня приходится на Южную Америку (Чили), 15 % на Азию, 7 % на Австралию и 4 % на Европу. Ни в Северной Америке, ни в Африке экзогенных месторождений цезия не установлено.

Таким образом, минерагения цезия обладает следующими основными чертами.

1. Цезий характерен как для эндогенного (62 % всех его мировых запасов), так и для экзогенного (38 %) процессов.

2. Почти все эндогенные запасы цезия приурочены к месторождениям, связанным с кислыми породами.

3. Цезий еще более характерен для пегматитов, чем даже литий, так как на долю пегматитовых месторождений и связанных с ними метасоматитов приходится 96 % эндогенных мировых запасов этого металла.

4. Из всех редких металлов цезий обладает наиболее высокой степенью концентрации в месторождениях; по сравнению с кларком среднее содержание его в промышленных месторождениях выше в 700 раз.

5. В экзогенном цикле запасы цезия, как и других щелочных металлов, приурочены к природным минерализованным водам (98 % экзогенных запасов), но в отличие от рубидия и лития сосредоточены в термальных водах вулканических областей.

ОБОГАЩЕНИЕ РУД

Минеральные типы руд. Концентраты

Рубидий получают при переработке карналлита на магний из отработанных щелоков, в которых накапливается до 0,1 % Rb_2O при содержании в исходных солях 0,01—0,02 %.

Цезий и рубидий получают из рудоразборного поллуцитового концентрата, содержащего 20—25 % Cs_2O и 0,7—1,0 % Rb_2O . Флотационный поллуцитовый концентрат из мелкокрапленных руд содержит цезия вдвое меньше при том же содержании Rb_2O — 0,7—1,0 %.

Высококачественные рубидий и цезий получают при переработке сподуменовых концентратов (0,01—0,02 % Rb_2O и около 0,01 % Cs_2O) и циннвальдитовых концентратов на литий (1 % Rb_2O и 0,01—0,02 % Cs_2O). Проведены успешные опыты извлечения этих элементов из содового промежуточного продукта, получаемого при переработке нефелина в глинозем, а также из термальных минерализованных вод, содержащих около 1 мг/л Rb и 0,5 мг/л Cs. В 50-е и 60-е годы основная масса рубидия и цезия извлекалась из лепидолита пегматитовых месторождений Африки, содержавшего 2—4 % Rb_2O и до 1,5 % Cs_2O .

Методы обогащения

Единственный собственный потенциально промышленный минерал рубидия — рубидиевый мусковит, обогащение которого в пегматитовых рудах принципиально не отличается от флотации литиевых слюд (см. раздел «Литий»).

Единственный собственный промышленный минерал цезия — поллуцит — в основном до сих пор во всех странах мира извлекают вручную из пегматитовых руд благодаря большой крупности своих выделений, достигающих нескольких кубических метров, а их скопления даже имеют объем в десятки, сотни и тысячи кубометров. Из мелкокрупленных руд поллуцит извлекается флотацией в кислой среде с использованием в качестве флотореагента ацетата кокосового масла. В пенный продукт выделяются кварц, полевые шпаты, мусковит, а поллуцит остается в хвостах флотации.

ТЕХНОЛОГИЯ ПЕРЕРАБОТКИ КОНЦЕНТРАТОВ

Получение рубидия и цезия из слюд возможно как при разложении минералов кислотными методами, так и при использовании методов спекания (см раздел «Литий»). Во всех случаях рубидий и цезий оказываются в растворе. При разложении серной кислотой рубидий и цезий извлекаются из раствора фракционированной кристаллизацией квасцов [43].

При спекании лепидолита (или любой другой слюды) с известняком рубидий и цезий накапливаются в маточных растворах, откуда могут быть выделены в виде квасцов, хлоростанатов, хлороплюмбатов, кремнемолибдатов, смешанных ферроцианидов. На ряде предприятий в США при переработке лепидолита в окись лития, сначала из отработанных щелоков получают «алькарб» — смесь карбонатов щелочных элементов, содержащую 23 % Rb_2CO_3 , 2 % Cs_2CO_3 , 73 % K_2CO_3 . Затем из смеси путем ионного обмена получают индивидуальные редкие щелочные металлы.

Е. С. Бурксером предложен метод сплавления лепидолита с K_2SO_4 при 1090 °С. Плав выщелачивают водой. В растворе оказываются весь литий, но только часть рубидия и цезия. Большая же часть последних остается в плаве, который разлагают серной кислотой при 100 °С. Разложившийся осадок обрабатывают водой, и из полученного раствора фракционированием осаждают квасцы, которые обрабатывают $BaCO_3$ при кипячении. Перешедшие в раствор карбонаты рубидия и цезия осаждают в форме $(Rb, Cs)_2PbCl_6$. Осадок гидролизуют добавлением аммиака и отделяют Rb_2O , а из отфильтрованного раствора осаждают $Cs_3[Sb_2Cl_6]$. Метод позволяет получать хлориды цезия и рубидия 97 %-ной чистоты.

Переработка поллуцита также осуществляется кислотными методами или методами спекания (сплавления) в зависимости от необходимости получить тот или иной продукт и заданной чистоты его получения.

Для разложения поллуцита используют бромистоводородную кислоту, если необходимо получить CsBr, используемый в специальной оптике, плавиковую кислоту, соляную или серную кислоту. Самый дешевый способ получения технологического CsCl дает использование HCl; при очистке CsCl через $Cs_3[Sb_2Cl_9]$ чистота препарата достигает 99,9 %.

Разложение поллуцита H_2SO_4 , в свою очередь, имеет ряд существенных преимуществ перед использованием HCl, HF, HBr: низкая степень коррозии аппаратуры, меньшая вредность, еще большая рентабельность даже по сравнению с разложением соляной кислотой.

При спекании и сплавлении поллуцита в качестве плавней апробированы $CaF_2[Na_2SiF_6]$, $CaCO_3$, смеси Na_2CO_3 и K_2CO_3 , Na_2CO_3 , CaO и $CaCl_2$. Хорошие результаты пока получены лишь при использовании CaO и $CaCl_2$. По этому методу смесь 20 % поллуцита, 66 % CaO и 14 % $CaCl_2$ спекают при 800—900 °C. Охлажденный спек измельчают и выщелачивают в автоклаве водой. И после ряда операций получают $Cs_3[Sb_2Cl_9]$, который гидролитическим разложением перерабатывают на CsCl. По данному методу разложение минерала достигает 98 %, извлечение цезия в виде CsCl — 85—88 %, а чистота CsCl — 99,9 %.

Переработку комплексных поллуцит-сподуменовых руд предложено проводить щелочным методом путем водно-известкового выщелачивания в автоклавах при 220 °C и 2 МПа.

Переработка карналлита может осуществляться с использованием различной растворимости калиевого, рубидиевого и цезиевого карналлитов ($MeCl \cdot MgCl_2 \cdot H_2O$) или низкой растворимости кремнемолибдатов рубидия и цезия. Соликамские карналлиты разлагают с получением шламового KCl (калийное удобрение) и искусственного карналлита при электролизе последнего, предварительно трехстадийно обезвоженного. Отработанный электролит содержит до 0,06 % рубидия по сравнению с 0,003—0,012 % в исходной руде. Из него после ряда операций ферроцианидным методом извлекают технический RbCl, содержащий 10—15 % KCl, 2 % CsCl, 1—2 % NaCl, а также примеси Fe, Ca, Mg, Al и др. Недостатками метода являются низкое извлечение (менее 10 %, как, впрочем, и во всех остальных методах) и высокая себестоимость.

Извлечение Rb и Cs из радиоактивных отходов. При делении ^{235}U в тонне ядерного горючего образуются 352 г радиоактивных изотопов цезия и 54 г изотопов рубидия. Радиоактивные отходы ядерной энергетики, с одной стороны, создают сложности при хранении, а с другой — некоторые из них, например ^{137}Cs , могут быть эффективно использованы в различных отраслях народного хозяйства и новой техники. При удалении продуктов деления урана из урановых стержней последние растворяют в HNO_3 . Из полученных затем водных растворов рубидий и цезий извлекают методами: 1) соосаждения цезия с алюмоаммонийными квасцами, 2) ацидогалогенидным, 3) ионообменным, 4) гетерополикислотным, 5) экстракционным, 6) ферроцианидным.

Извлечение рубидия и цезия из природных минерализованных вод. В настоящее время нигде в мире пластовые хлоридные воды в промышленных масштабах не утилизируются, поэтому и технологических схем, апробированных промышленностью, не существует. Однако на последние 25 лет многими исследователями (Н. И. Забродин, Ю. И. Остроушко и др.) предпринимались попытки

решить эту проблему. Первые схемы переработки хлоридных рассолов предусматривали упарку их в серии бассейнов с последовательной садкой солей и извлечением затем лития из концентрированной рапы химическими методами. Эти схемы, обладая высокой рентабельностью, в то же время требуют больших разовых капиталовложений и имеют некоторые организационные сложности. Поэтому в последние годы ищут пути селективного извлечения редких металлов из природных высокоминерализованных вод.

Результаты концентрирования рубидия и цезия на клиноптилолите из природных вод показывают, что в многостадийном цикле сорбции — десорбции можно достичь почти 100 % выделения этих элементов из вод, отделить весь присутствующий в воде натрий и большую часть калия (Н. Ф. Челишев и др.).

Для извлечения лития из высокоминерализованных вод может быть применено ионное сито ИСМ-1 на основе двуокиси марганца. Использование ИСМ-1 позволяет за один цикл сорбции—десорбции сконцентрировать литий в 25—30 раз. Полученный раствор пригоден для выделения лития известными промышленными методами (например, упариванием с последующим осаждением карбоната).

Схема извлечения лития из рассолов месторождения Сильвер-Пик рассчитана на использование солнечной энергии. Из скважин диаметром 610 мм с глубины 100—210 м рапа перекачивается в испарительные бассейны площадью 3076 тыс. м² и глубиной 0,9—1,2 м, из которых после упарки последовательно поступает в следующие бассейны, где происходит садка галита, а концентрация лития достигает 0,12 %. В бассейн 6 подается известковое молоко, и после перекачки рапы в бассейн 5 и дальнейшей упарки из нее выпадают сульфат кальция и гидрат магния. Дальнейшая концентрация в бассейнах 4 и 3 и взаимодействие с углекислотой воздуха осаждают СаСО₃. Лития в рапе бассейна 3 — уже 0,19 %. В бассейне 2 выпадают в осадок глазерит K₃Na(SO₄)₂, а в бассейне 1 и бассейне концентрированной рапы — также и сильвин KCl. Садка галита, естественно, происходит во всех бассейнах. Лития в бассейне концентрированной рапы содержится 0,5 %. Испарительный сезон длится с апреля по октябрь. Переток из бассейна в бассейн частично идет самотеком. Таким образом, наиболее энергоемкие процессы осуществляются с помощью солнечной энергии.

Концентрированная, богатая литием рапа поступает на завод, где ее смешивают с кальцинированной содой и известковым молоком для осаждения остатков магния и кальция. Фильтрат, отделенный от осадка, разогревают до 93 °С, чтобы уменьшить растворимость карбоната лития, и с помощью соды последний переводят в осадок. Карбонат лития содержит меньше 1 % примесей (кальция, магния, натрия, сульфат-иона).

Рапа озера Серлз подвергается выпариванию при повышенной температуре, в результате чего галит и беркеит (2Na₂SO₄·Na₂CO₃) с примесью дилитий-натрийфосфата (Li₂NaPO₄) выпадают в осадок. Беркеит поступает на содовый завод для производства кальцинированной соды и сульфата натрия, а галит — в отвал. Из дилитий-натрийфосфата на заводе получают литиевые соли.

Из горячего остаточного рассола путем охлаждения в вакуум-кристаллизаторах производят хлористый натрий и буру, которые разделяются флотацией и используются: первый в качестве калийного удобрения, а второй — для производства борной продукции.

Литиевый концентрат (ликонц) в виде дилитий-натрийфосфата производится с 1938 г. при помощи пенной флотации. Он содержит (в %): Li₂O 20—22; P₂O₅

50; Na_2CO_3 17; Na_2SO_4 2; влаги 2. Легко перерабатывается на месте в карбонат лития, которого в 1966 г. выпускалось 1100 т в год. Из рапы получают также бром, велись исследования по извлечению вольфрама и рубидия.

Промышленное освоение рапы Мертвого моря ведется бассейновым способом с использованием солнечной энергии. В процессе последовательного сгущения рапы в первом бассейне выпадает в осадок хлористый натрий, во втором — он же вместе с карналлитом, а в третьем — в основном один карналлит. Карналлит обрабатывают водой для растворения хлористого магния. Искусственный сильвинит флотуруют и используют как калийное удобрение. Из оставшегося маточного раствора получают бром окислением с помощью газообразного хлора.

Извлечение редких элементов из рапы, по-видимому, до сих пор не производится, но проводились исследования по получению фракционированной перекристаллизацией карналлита, богатого рубидием. После четвертой перекристаллизации искусственный карналлит содержал 0,47 % хлорида рубидия, а после пятой — 0,52 %. Проводились опыты и по извлечению лития, но в промышленных масштабах литий пока не получают. Изучались также возможности извлечения цезия, кобальта и марганца.

Рапа Большого Соленого озера в течение почти 100 лет использовалась лишь как источник добычи поваренной соли. И лишь в последние 10—12 лет ведутся исследовательские работы и полупромышленные опыты по организации извлечения из нее хлорида магния, металлического магния, жидкого хлора, гипса, солей калия и лития.

К 1970 г. уже работали три испарительных бассейна последовательного концентрирования рапы с помощью солнечной энергии. В последнем бассейне концентрация хлорида магния достигала 26 %. Дальнейшее сгущение рапы осуществляли на магниевом заводе, где получался продукт с содержанием (в %): MgCl_2 91,6; KCl 1,1; NaCl 1,8; CaCl_2 3,4; LiCl 1,8; MgO 0,3. Путем дальнейшего электролиза из этого продукта получают магний и хлор.

Получение солей рубидия и цезия высокой чистоты осуществляется квасцовым или хлоратным методами многократной перекристаллизации, или методами осаждения малорастворимых гексахлоростаннатов и гексахлороплюмбатов, или методами ионнообменной хроматографии и экстракции. Особо чистые соединения рубидия и цезия получают осаждением анионгалогенатов.

Получение металлических Rb и Cs осуществляют методами вакуумтермического восстановления, термического разложения солей. Рафинирование рубидия и цезия проводят вакуумной дистилляцией.

Рубидий и цезий хранят в стеклянных ампулах в атмосфере аргона или в стальных баках под слоем обезвоженного вазелина, парафина или нормального декана.

ЭКОНОМИКА

Применение

Освоенные и возможные области применения рубидия и цезия [19—21].

1. Радиотехника и электроника — фотоэлементы, фотоумножители, телевизионные передающие электронно-лучевые трубки, электронно-оптические преобразователи и усилители изображения (светочувствительные пленки Sb-Cs , Sb-Rb , Bi-Cs , Ag-Cs , Ag+O+Cs , соединения Sb-K-Cs , Sb-K-Na-Cs , Sb-Rb-Cs , RbJ , CsJ ,

теллуриды Rb и Cs и др.); вакуумные радиолампы Cs, Rb, Cs-Ca(Sr-Ba), Cs-Ba-Al-K-Cs; антиферромагнетики ($\text{CsMnCl}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, RbMnF_3), сегнетоэлектрики и пьезоэлектрики (RbBrO_3 , RbJO_3 , RbClO_3 , CsBrO_3 , CsJO_3 , CsH_2PO_4 , CsClO_3 , Cs-Al-квасцы); активация катодов (пленки Cs, Cs-O), газоразрядные электрические трубки (Cs, Rb); выпрямители (Cs, двойная соль бромидов Cs и Rb), термисторы (эвтектические смеси RbCl и LiCl, хлоридов серебра или меди); лампы для накачки лазеров (K-Rb), лазеры и мазеры (Cs, CsMoO_4 , ^{87}Rb).

2. Ракетно-космическая техника — топливо в ионных ракетных двигателях (Cs, CsOH), топливо с высокой теплопроводной способностью (гидриды Rb, Cs).

3. Электроэнергетика — МГД-генераторы (Cs, в меньшей степени Rb); термоэмиссионные преобразователи (ТЭП), рабочая жидкость в генераторах Рэнкина (Cs).

4. Плазменная радиотехника сверхвысоких частот — плазменные усилители (Cs).

5. Атомная техника — теплоносители энергосистем (Rb, Cs); получение металлического плутония (соли цезия); исследования по управляемым реакциям ядерного синтеза (Cs-плазма) и др.

6. Измерительная техника — сцинтилляционные счетчики (CsJ, CsF), стандарты частоты и времени (^{133}Cs , ^{87}Rb), магнетометры (Rb, Cs); спектрофотометры (соли Cs).

7. Военная техника — искусственные ионизированные Cs-облака для сверхдальней связи; ускорители ионов цезия; средства противодействия системам ПРО (Cs); пиротехнические средства (Cs).

8. Светотехника — фосфоры (RbCl-Ag , Rb_2AgCl_3 и др.); люминесцирующие экраны (галогениды Cs и Rb); ИК-лампы; люминесцентные трубки (ортостаннаты и метацирконаты Rb и Cs); стабилизирующие добавки в металлогалогенные лампы (Cs); высокоинтенсивные газоразрядные лампы со сверхвысокой световой отдачей (Cs).

9. Стекло и керамика — специальные стекла для оптических приборов; стекла с повышенным коэффициентом термического расширения для спая стекла с металлами (Cs_2CO_3); электродные стекла для pH-метрии; стекла для телевизионных трубок и вакуумных ламп (смесь K_2CO_3 , Rb_2CO_3 и Cs_2CO_3), защитные керамические конуса для ракет (CsBr), непроводящие стекла; стекла $\text{Cs}_2\text{O-SiO}_2$ для волоконных световодов.

10. Химическая промышленность — катализаторы в реакциях органического и неорганического синтеза (Rb, Cs, CH_3COORb , RbClO_4 , CsCNS), в частности в процессах гидрогенизации и полимеризации; специфические реактивы в аналитической химии (соли Cs и Rb).

11. Медицина и биология — фармацевтические средства (соли Rb, Cs); среда при ультрацентрифугированной сепарации ДНК, вирусов и других больших молекул (CsCl, RbCl); см. также п. 13.

12. Радиоактивные изотопы — изотопные генераторы электроэнергии (^{137}Cs), гамма-дефектоскопия, автоматизация и контроль производственных процессов, телетерапия, стерилизация лекарств и пищевых продуктов; контроль производственных процессов; изменение цвета драгоценных камней; измерение плотности полотна автомобильных дорог (^{137}Cs).

13. Разные области — смазки (Rb, Cs); десульфурация тяжелых нефтей (CsOH); призмы, линзы, интерференционные зеркала (CsBr, CsJ, RbJ); электролит для электролиза (RbBF_4 , CsBF_4); ингибитор электронной коррозии сплавов

на Fe-основе ($RbOH_2$, $CsNO_2$); покрытие для сварочных электродов (Cs_2O), компонент сварочных флюсов (Rb), флюсы в некоторых металлургических процессах (CsF , $Cs_2V_4O_7$); специальные рентгеновские трубки (галогениды Cs и Rb), аналитическая химия (CsH_2PO_4 — восстановитель); электролиты щелочных аккумуляторных батарей ($CsOH$, $RbOH$); сильные окислители ($CsMnO_4$); геттерирование газов и других примесей в химических производствах, черной и цветной металлургии, в производстве CO_2 (для ее очистки).

Большие количества Rb (сотни тонн) и Cs (десятки тонн) вводятся ежегодно с лепидолитом в стекольные и керамические шихты.

Добыча

Основные количества лепидолита за рубежом дают Зимбабве и Намибия, частично Мозамбик. Всего здесь получено более 1 млн. т лепидолитовых концентратов, и в годы наиболее благоприятной конъюнктуры только в Зимбабве добывалось по 77—85 тыс. т минерала в год.

Небольшие месторождения поллуцита ранее разрабатывались в США (Блэк-Хиллс в Южной Дакоте). В Зимбабве, Намибии и Мозамбике поллуцит извлекается попутно при добыче и обогащении основных литневых, бериллиевых и танталовых минералов. Размеры добычи колеблются. В Мозамбике в 1970 и 1971 гг. было получено по 100 т поллуцита.

Достоверные сведения о размерах добычи поллуцита в Канаде отсутствуют: в 1971 г. добыча оценивалась в 250 и 360 т, в 1973 г. — в 135, 250 и 300 т, в 1974 г. — в 500 т. Из месторождений района Берник-Лейк отгрузка поллуцита за 1969—1975 гг. составила в общем около 1,4 тыс. т.

Производство

Химическое производство солей рубидия и цезия существует за рубежом с начала нашего столетия. До второй мировой войны оно осуществлялось в Германии и США, а в настоящее время в США, Великобритании, ФРГ и Нидерландах, вероятно, также во Франции, Италии и Японии. Ведущее место среди них занимают США, где десятки промышленных фирм производят рубидиевую и цезиевую продукцию и более 150 научных организаций и фирм выполняют исследования по ним в самых различных аспектах.

В 1957—1960 гг. на заводе в Сан-Антонио (шт. Техас, США) были получены тысячи тонн алкарба. С тех пор этот продукт в течение ряда лет поступал непосредственно потребителям или перерабатывался на отдельные соединения Rb и Cs. Cs извлекается из импортных поллуцитов. В 1973—1974 гг. годовые производственные мощности рубидиевых (металл и соли) предприятий США в расчете на Rb определялись в 2,5 т, а цезиевых (металл и соли) в расчете на Cs — в 6,8 т.

В США металлический рубидий выпускается двух сортов: а) стандартный (минимум Rb 99,5 %), б) высокой чистоты (минимум Rb 99,8 %). Типичные примеси в стандартном металле (в %): K и Cs — по 0,2; Na, Ca или Si — 0,01; Al, Li, или Fe < 0,008; в высокочистом металле Cs — 0,07; K — 0,05; Na — 0,007; Li — 0,002; Ca, Fe, Si или Al < 0,0005. Соли также выпускают двух сортов: технические (минимум 89 % основного вещества) и высокочистые (минимум 99,8 %). Главные из них — ацетат, бромид, карбонат, хлорид, хромат, фторид, гидро-

окись, йодид, нитрат и сульфат. Металлический цезий стандартный содержит минимум 99,5 % Cs, а высокой чистоты — 99,9 % Cs. Соли технического сорта содержат минимум 99 % и высокой чистоты — минимум 99,9 % основного вещества.

Потребление

Потребление рубидиевых продуктов в США в 1973 г. составило 490 кг, из них 86 кг приходилось на электропромышленность, 41 кг — на химическое производство и 363 кг — на остальные отрасли хозяйства. Динамика потребления цезиевой продукции (в т): 1970 г. — 2,6; 1971 г. — 2,9; 1972 г. — 5,9; 1973 г. — 6,2; 1974 г. — 6,8.

Цены

В 1973—1977 гг. поллуцит продавался в США по 330 долл/т, а в 1978 г. — по 440 долл/т; алкарб в 1960 г. продавался по 126 долл/т. Цены в конце 70-х годов (в долл. за 1 кг): Rb металлический чистотой 99,5 % — 660 (при продаже партиями по 0,5—2 кг); Cs металлический — 220—825; соли Rb стандартных сортов — 99—122; соли Cs — 62—77. В 1972—1974 гг. соли технических сортов и соли высокой чистоты (в скобках) продавались по следующим ценам (в долл./кг): CsBr — 62(143); Cs₂CO₃ — 64(147); CsCl — 66(150); CsF — 77(165); CsOH — 77(165); Rb₂CO₃ — 99(165); RbCl — 101(167); RbF — 112(183); RbOH — 112(183).

БЕРИЛЛИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И СВОЙСТВА

История открытия. Бериллий (Beryllium) открыт в 1798 г. французским химиком Л. Вокленом в известном с древних времен минерале берилле. Новую окись («берилловую землю») Л. Воклен назвал глицин (от греч. «гликос» — сладкий) из-за сладкого вкуса ее солей. Это название сохраняется во Франции до сих пор. Известные химики М. Клапрот и А. Экеберг предложили для нового элемента название бериллий, которое и принято теперь во всех странах кроме Франции. В 1828 г. Ф. Вёлер и А. Бюсси получили порошкообразный бериллий действием металлического калия на BeCl_2 . Более чистый металл получил П. Лебо в 1898 г. электролизом фторбериллатов калия и натрия. Из-за близости некоторых свойств окислов бериллия и алюминия, открытого в 1825 г., валентность бериллия долгое время считалась равной 3, а атомная масса 14. И лишь в 1869 г. Д. И. Менделеев предсказал, что бериллий должен иметь валентность 2 и атомную массу 9, что через несколько лет было подтверждено экспериментально в работе по определению плотности пара BeCl_2 .

Сведения об атоме. Бериллий — элемент главной подгруппы II группы периодической системы Д. И. Менделеева, его порядковый номер 4, атомная масса 9,0122. Известен лишь один природный стабильный изотоп бериллия, а также четыре радиоактивных изотопа ^6Be , ^7Be , ^8Be и ^{10}Be . ^{10}Be — наиболее долгоживущий изотоп, период его полураспада 25 лет. Электронная структура атома $1s^2 2s^2$; атомный радиус 0,11 нм; ионный радиус 0,03 нм; ионный потенциал 5,88 эВ; первый потенциал ионизации 9,32 эВ, второй — 18,21 эВ.

Физические свойства. Бериллий — металл светло-серого цвета, в порошке — темно-серый. Плотность бериллия при 25 °С 1,848 г/см³; $t_{\text{пл}}$ 1285 °С; $t_{\text{кип}}$ 2970 °С; твердость по Бринеллю 97—114; модуль упругости 300 ГПа.

При 20 °С его кристаллическая решетка гексагональная плотноупакованная с постоянными: a — 22,86 нм, c — 35,83 нм, c/a — 1,5682. Поперечное сечение захвата тепловых нейтронов 0,009 барн/атом, рентгеновских лучей 20 барн/атом. Электропроводность — 25—42 % электропроводности обожженной меди; ниже 11 °К обладает сверхпроводимостью. Для техники особенно важны низкая плотность, небольшая энергия связи нейтронов (1,666 МэВ), необычайно малое сечение захвата тепловых нейтронов, высокая способность их рассеяния, большой модуль упругости (в 4 раза больше, чем у алюминия, и почти в 1,5 раза выше, чем у стали), что делает его незаменимым в атомной промышленности и сулит большие перспективы использования в качестве конструкционного материала в летательных аппаратах. Последнему препятствует высокая хрупкость бериллия, которая вызывается примесями других элементов, что затрудняет его металлообработку. Чистый бериллий поддается обработке вполне удовлетворительно.

Химические свойства. На воздухе компактный бериллий покрывается тонкой пленкой окиси, что предохраняет его от дальнейшего окисления. Энергичное окисление начинается при 800 °С. Порошок металла загорается при нагревании

не только в кислороде, но и на воздухе, образуя BeO . С водой реагировать бериллию мешает защитная окисная пленка. Бериллий амфотерен, растворяется в кислотах и щелочах, образует комплексы катионного и анионного типа: $\text{Be}(\text{H}_2\text{O})_4^{2+}$ и $\text{Be}(\text{OH})_4^{2-}$.

Концентрированные азотная и серная кислоты на холоду пассивируют бериллий. Разбавленная HNO_3 в обычных условиях, а также концентрированная при нагревании, взаимодействуя с бериллием, выделяют окислы азота и аммиак. Концентрированная серная кислота восстанавливается бериллием при нагревании до SO_2 и даже до H_2S . Растворимость в щавелевой кислоте увеличивается с ростом ее концентрации. Концентрированная лимонная и уксусная кислоты растворяют бериллий только в первый момент, а затем пассивируют.

Подобно алюминию бериллий взаимодействует с расплавами щелочей и щелочных карбонатов, образуя бериллаты. Растворяется в водном растворе гидрофторида аммония.

Бериллий восстанавливает до металлов окиси магния, бария и алюминия; окись кальция в аналогичных условиях не восстанавливается.

Галогены взаимодействуют с бериллием лишь при нагревании, образуя галогениды. Фтор реагирует с бериллием и на холоду. При нагревании порошкообразного бериллия в атмосфере азота при 500°C образуется нитрид Be_3N_2 . Расплавленный Be с углеродом образует нормальный карбид Be_2C . С фосфором и мышьяком образует фосфориды и арсениды. Силицидов не образует, что отличает бериллий от других элементов подгруппы. С водородом непосредственно не реагирует. Гидрид BeH_2 получается при термическом разложении (выше 200°C) бериллийорганических соединений.

В расплавленном состоянии бериллий растворяет почти все металлы. При температуре до 600°C устойчив в расплавленных литии, натрии и калии. При более высокой температуре растворяется за счет окисления кислородом, который присутствует в металлах. Соединения бериллия с другими металлами (бериллиды) имеют малую удельную массу, большую твердость, высокую температуру плавления, специфические ядерные характеристики.

Окись бериллия BeO — единственное соединение бериллия с кислородом, представляет собой аморфный порошок, полученный прокаливанием солей или гидроокиси. В виде кристаллов может быть получена при кристаллизации из расплавленных карбонатов щелочных металлов.

Плотность BeO $3,01-3,025$; $t_{\text{пл}} 2500 \pm 50^\circ\text{C}$; $t_{\text{кип}} 4000-200^\circ\text{C}$; растворимость в воде $5 \cdot 10^{-5}-2 \cdot 10^{-4}$ г/л (при 25°C); теплота образования $598,2$ кДж/моль; энергия кристаллической решетки 4575 ± 40 кДж/моль; коэффициент теплопроводности, Вт/(м·град): при 150°C — $0,80$, при 1000°C — $0,25$; коэффициент линейного расширения поликристаллического образца (1/град): при 100°C $5,42 \cdot 10^{-6}$, при 1000°C $8,89 \cdot 10^{-6}$.

Окись бериллия обладает высокой теплопроводностью и незначительным термическим расширением, что делает ее превосходным термостойким материалом.

В воде окись бериллия почти нерастворима. Свежепрокаленная (не выше 500°C) BeO растворяется в кислотах, даже разбавленных, и в водных растворах щелочей, образуя соответствующие соли и бериллаты. Растворяется в расплавленных щелочах, щелочных карбонатах и пиросульфатах. Выше 1000°C реагирует с хлором. При нагревании взаимодействует с фосгеном, четыреххлористым углеродом и другими соединениями хлора. Взаимодействие с бромом проходит труднее.

В связи с большим сродством бериллия к кислороду BeO восстанавливается далеко не всеми обычно применяемыми восстановителями. Кальций может быть использован в качестве восстановителя при температуре ниже 1700°C и атмосферном давлении.

Оксид бериллия устойчив до 800°C по отношению к расплавленным щелочным металлам — литию, натрию и калию — и почти совсем не реагирует с Ce , Pt , Mo , Th , Ni и Fe ; только при 1800°C взаимодействует с Nb , Si , Ti и Zr .

Гидроокись бериллия $\text{Be}(\text{OH})_2$ — типично амфотерное соединение: в зависимости от кислотности среды диссоциирует либо как кислота, либо как основание. Крайне мало растворима в воде ($2 \cdot 10^{-3}$ г/л при 25°C). Известна в виде трех модификаций: аморфной, метастабильной α -формы и кристаллической β -формы.

Аморфная гидроокись $\text{Be}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — белый студенистый осадок, содержащий до 95 % неконституционной воды, получается действием растворов щелочей и аммиака на растворы солей бериллия. Свежеосажденная аморфная гидроокись хорошо растворима в кислотах и щелочах, растворяется в растворах карбоната аммония и гидрокарбонатов щелочных элементов, а также в растворах солей бериллия (фториды, сульфаты и др.), образуя комплексные соединения.

α -гидроокись бериллия образуется в результате старения аморфной гидроокиси при хранении на воздухе и в воде. Менее активна, на холоду медленно растворяется в щелочах и кислотах; при нагревании растворимость улучшается. Плотность $1,92$ г/см³.

Кристаллическая структура β - $\text{Be}(\text{OH})_2$ подобна структуре $\text{Zn}(\text{OH})_2$: группы OH^- в ячейке тетраэдрически расположены вокруг катиона Be^{2+} . β -гидроокись бериллия трудно растворяется в кислотах и щелочах, не поглощает CO_2 и NH_3 и почти не сорбирует примеси из растворов, что имеет существенное значение в технологии.

Аморфная гидроокись бериллия с трудом обезвоживается (лишь при повышении температуры до 180°C). Разложение кристаллической β -формы начинается при температуре выше 200°C , при 220°C удаляется 90 % конституционной воды, безводную окись удается получить лишь прокаливанием при 800 — 900°C .

Бериллаты — соединения, в которых бериллий входит в состав комплексного аниона, являясь комплексообразователем. Если лигандами служат атомы кислорода, соединения называют просто бериллатами; во всех других характер лиганд отражен в названии соединений (например, фторобериллаты). Бериллаты значительно менее устойчивы по отношению к воде, чем алюминаты. При гидролизе образуется гидроокись бериллия. На разной устойчивости бериллатов и алюминатов основан один из методов разделения бериллия и алюминия.

Фторобериллаты. Фторобериллатные комплексные ионы BeF^+ , BeF_3^- и BeF_4^{2-} обнаружены даже в водных растворах BeF_2 . Комплексообразование усиливается при избытке F^- , в частности, в растворах фторидов щелочных и щелочноземельных металлов. Образующиеся в растворах комплексные анионы образуют соли, в частности с щелочными и щелочноземельными катионами. Известны, например, фторобериллаты Me^1BeF_3 , $\text{Me}_2^1\text{BeF}_4$, Me^1BeF_5 , $\text{Me}^{II}\text{BeF}_4$. На использовании фторобериллатов основана технология вскрытия бериллиевых руд фторидными методами и технология металлургического получения бериллия.

Для всех фторобериллатов за исключением Li_2BeF_4 и Na_2BeF_4 , характерен изоморфизм с сульфатами, так как ионы BeF_4^{2-} и SO_4^{2-} кристаллохимически близки. В отличие от BeF_2 все фторобериллаты в расплавленном состоянии электро-

проводны. Хотя фторобериллаты натрия малорастворимы, их используют в технологии для отделения от алюминия, комплексные фториды которого растворимы еще меньше.

Сульфат бериллия $\text{BeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, или $[\text{Be}(\text{H}_2\text{O})_4]\text{SO}_4$, — четырехводный гидрат, устойчивый на воздухе. Выделяется из растворов, полученных обработкой окиси или гидроокиси бериллия разбавленной серной кислотой, после их упаривания и охлаждения. Кристаллы сульфата псевдокубические, плотность их $1,713 \text{ г/см}^3$.

Безводный сульфат бериллия получают термическим обезвоживанием четырехводного гидрата. Растворимость сульфата бериллия в воде при 25°C — $42,4 \text{ г/100 г H}_2\text{O}$, при 100°C — $100 \text{ г/100 г H}_2\text{O}$. На резком уменьшении растворимости с понижением температуры основана его очистка перекристаллизацией. Серная кислота «высаливает» сульфат бериллия из растворов.

Сульфат бериллия образует двойные соли с сульфатом аммония и сульфатами щелочных элементов (кроме лития). Но эти соли (типа шенитов), в отличие от двойных сульфатов магния и алюминия, хорошо растворяются в воде. В присутствии сульфата бериллия растворимость алюмоаммонийных квасцов еще более уменьшается, что увеличивает эффект разделения элементов. Способ отделения алюминия от бериллия в виде алюмоаммонийных квасцов — один из самых надежных.

Нитрат бериллия $\text{Be}(\text{NO}_3)_2$ можно получить в растворе взаимодействием гидроокиси бериллия с азотной кислотой. Хорошо растворяется в воде и спирте. В водном растворе заметно гидролизует. При 60°C кристаллы тетрагидрата плавятся в кристаллизационной воде, при 100°C начинается разложение соли.

Ортофосфат бериллия выделяется из растворов в виде тетрагидрата $\text{Be}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. В виде микроскопически малых белых кристаллов может быть получен при перекристаллизации из 10 %-ной уксусной кислоты осадка, полученного добавлением к раствору сульфата бериллия двузамещенного ортофосфата натрия.

Карбонат бериллия. Известны средний карбонат $\text{BeCO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и основные карбонаты различного состава. Плохо растворимый $(\text{BeOH})_2\text{CO}_3$ образуется при взаимодействии водных растворов карбонатов щелочных металлов или карбоната аммония с солями бериллия.

Оксалат бериллия в виде тригидрата $\text{BeC}_2\text{O}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ получается при упаривании раствора основного карбоната с небольшим избытком щавелевой кислоты. Эта соль — единственная из оксалатов двухвалентных металлов — обладает значительной растворимостью (при 25°C — $24,85\%$ в расчете на безводный оксалат). Кроме того, отмечена относительно низкая электропроводность, равная одной четвертой электропроводности эквивалентного раствора сульфата бериллия. При нагревании тригидрат неустойчив и уже при 50°C переходит в моногидрат, который выше 225°C разлагается до окиси. Скорость разложения увеличивается с повышением температуры. Термическое разложение оксалата предложено использовать как одну из стадий процесса получения окиси бериллия особой чистоты.

Оксиацетат бериллия $\text{Be}_4\text{O}(\text{CH}_3\text{COO})_6$ наиболее важен для технологии бериллия. Он может быть выделен из раствора гидроокиси бериллия в концентрированной уксусной кислоте после его охлаждения. Гидролизует горячей водой, образуя ацетаты переменного состава. В минеральных кислотах, за ис-

ключением соляной, растворяется, как и другие аналогичные соединения, разлагаясь. Растворяется в ацетоне, хлороформе, нитробензоле; почти не растворяется в эфире и незначительно — в этиловом спирте. Возгонкой оксиацетата бериллия и последующим его разложением получают окись бериллия высокой степени чистоты.

Фторид бериллия BeF_2 — бесцветное гигроскопичное вещество. Может быть получен упариванием раствора $\text{Be}(\text{OH})_2$ в плавиковой кислоте и дальнейшим высушиванием в токе HF . Другой путь безводного фторида бериллия — фторирование газообразным фтором, а также гидрофторирование оксифторида или карбида бериллия.

BeF_2 — одно из самых устойчивых соединений бериллия (теплота образования 1 МДж/моль), вследствие чего не все применяемые на практике восстановители восстанавливают его до металла; $t_{\text{пл}}$ — около 800 °С, $t_{\text{кип}}$ — 1327 °С. Расплавленный фторид бериллия при застывании образует стекловидную массу. По структуре BeF_2 аналогичен SiO_2 . Известны три модификации фторида бериллия — типа кварца (до 420 °С), типа тримита (420—480 °С) и типа кристобалита (680—800 °С).

Фторид бериллия хорошо растворяется в воде (до 18 моль/л), частично при этом гидролизуясь. Если упарить раствор и сухой остаток прокалить, образуется оксифторид бериллия $2\text{BeO} \cdot 5\text{BeF}_2$ — пушистый белый порошок.

Хлорид бериллия BeCl_2 — белые или слегка зеленоватые игольчатые кристаллы, расплывающиеся на воздухе из-за сильной гигроскопичности; плотность 1,9 г/см³. BeCl_2 можно получить хлорированием BeO в присутствии угля при 800 °С. При 500 °С и 450 °С хлорирование проводят соответственно фосгеном и четыреххлористым углеродом. Различные авторы указывают температуру плавления BeCl_2 в пределах 400—440 °С и температуру кипения в пределах 482—525 °С. В воде BeCl_2 легко растворяется, выделяя значительное количество тепла. В концентрированных солянокислых растворах образует с HCl катионные комплексы, например $[\text{BeCl}]^+$ ($\lg k = -0,66$), склонность бериллия к образованию хлоридных комплексов невелика. Хлорид бериллия используется как сырье для получения бериллия электролизом.

Бромид BeBr_2 и йодид BeI_2 бериллия получают непосредственным взаимодействием бериллия с галогеном при температуре около 500 °С. Поскольку гидролизуемость галогенидов бериллия увеличивается от фторида к йодиду, то при получении последнего надо исключить возможность попадания влаги.

Плотность BeBr_2 — 3,46 г/см³, BeI_2 — 4,32 г/см³. Это легко сублимирующие кристаллы. Плавятся при ~500 °С, при этом давление пара их велико, особенно у BeBr_2 , который начинает возгоняться при более низкой температуре. BeBr_2 кипит при 520 °С. Данные о температуре кипения BeI_2 противоречивы (590 и 488 °С).

Способность образовывать комплексы с нейтральными аддендами падает от хлорида к йодиду, поэтому соединение, подобное диэфиату хлорида бериллия, известно лишь для BeBr_2 .

Сульфид бериллия BeS можно получить взаимодействием серы и бериллия в атмосфере водорода, нагревая 10—20 минут при температуре 1000—1300 °С. Полученный таким способом сульфид бериллия фосфоресцирует в вакууме при 1300 °С в присутствии следов других металлов.

Карбид бериллия Be_2C получают, нагревая порошкообразный бериллий с сажей до 1700 °С в нейтральной атмосфере. Цвет карбида (от янтарного

до темно-коричневого) зависит от содержания примеси углерода. Обладает большой твердостью, большей, чем карбид кремния, и немного уступает по твердости карбиду бора. Температура плавления в атмосфере аргона 2400 °С. Водой и разбавленными кислотами гидролизруется с выделением метана. В то же время компактный карбид на воздухе (даже влажном) устойчив. Может служить тугоплавким материалом, так как в отсутствии влаги и кислорода не разлагается при температуре ниже 2100 °С.

Гидрид бериллия образуется при взаимодействии эфирного раствора диметилбериллия с алюмогидридом лития. Гидрид бериллия при комнатной температуре — твердое вещество белого цвета, разлагающееся при нагревании до 125 °С на элементы.

МИНЕРАЛОГИЯ

Особенности состава минералов

У бериллия выявлено 59 минеральных видов: 34 силиката (59 % общего числа минеральных видов), 12 фосфатов (21 %), семь окислов (12 %), три бората, два арсената и один карбонат. Все минералы бериллия — либо окислы, либо соли кислородных кислот, что свидетельствует о его высоких оксифильных свойствах.

Минерал	Формула	Содержание BeO, %
Бораты		
Гамбергит	$\text{Be}_2\text{BO}_3(\text{OH})$	53,2—54,8
Родицит	$\text{CsLiBe}_2\text{Al}_2\text{B}_{12}\text{O}_{23}$	10,1—14,9
Верборит	$\text{Be}_2\text{BO}_3(\text{OH}, \text{F})\text{H}_2\text{O}$	39,3
Карбонаты		
Бериллийтенгерит	$(\text{Y}, \text{Ce})\text{BeCO}_3(\text{OH})_3\text{H}_2\text{O}$	9,7
Силикаты		
Фенакит	Be_2SiO_4	40—44
Либерит	$\text{Li}_2\text{BeSiO}_4$	25,5
Эвклаз	$\text{Al}_2\text{Be}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_2$	17
Гадолинит	$\text{FeBe}_2\text{Y}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$	10,1—11
Гюганит	$\text{Ca}_2\text{BeSi}_2\text{O}_7$	8,8—9,5
Барияит	$\text{BaBe}_2\text{Si}_2\text{O}_7$	15,7—16,0
Бертрандит	$\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$	39,6—42,0
Гельбертрандит	$\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$	34,2
Сферобертрандит	$\text{Be}_3\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_4$	43,2
Бериллит	$\text{Be}_3\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	40,0
Берилл	$\text{Al}_2\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$	11,0—14,0
Миларит	$\text{KC}\text{a}_2(\text{Al}, \text{Be})\text{Si}_{15}\text{O}_{30} \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$	5,2
Гарстигит	$\text{Ca}_8\text{MnBe}_4\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	11,5
Лейкофан	$\text{CaNaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$	9,8—12,0
Мелинофан	$\text{NaCa}_2\text{Be}_2\text{Si}_4\text{O}_{13}\text{F}$	1,2—3,3
Бериллиймаргарит	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Li})\text{Al}_2(\text{Be}, \text{Al})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	1,2—3,3
Битнит	$\text{CaLiAl}_2(\text{Al}, \text{Be})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	2,3
Боулит	$\text{LiCaBe}_{2,5}\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	8,0
Эпидидмит	$\text{NaBeSi}_3\text{O}_7(\text{OH})$	10,1—12,3
Чкаловит	$\text{Na}_2\text{BeSi}_3\text{O}_6$	12,9
Гельвин	$\text{Mn}_4(\text{BeSiO}_4)_3\text{S}$	13,5
Даналит	$\text{Fe}_4(\text{BeSiO}_4)_3\text{S}$	13,4
Гентгельвин	$\text{Zn}_4(\text{BeSiO}_4)_3\text{S}$	
Семеновит	$\text{Na}_5\text{Ca}_2\text{FeBe}_6\text{Ce}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{40}\text{F}_8$	8,27
Лейфит	$\text{Na}_5\text{BeAl}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{33}\text{F} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	1,4—2,9
Ловдарит	$\text{K}_3\text{Na}_{12}\text{Be}_7\text{AlSi}_{24}\text{O}_{64} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	6—7
Бавенит	$\text{Ca}_4\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{26}(\text{OH})_2$	6,3—7,7
Карпинскиит	$(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Zn}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Be})_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$	2,6
Тугтуит	$\text{NaAlBe}_2\text{Si}_3\text{O}_{21}(\text{Cl}, \text{S})_2$	5,3
Аминовит	$\text{Ca}_2(\text{Be}, \text{Al})\text{Si}_2\text{O}(\text{OH})_2$	8,2
Тримерит	$\text{CaMn}_2(\text{BeSiO}_4)_3$	17,1
Сяньхуалинит	$\text{Li}_2\text{Ca}_3(\text{BeSiO}_4)_3\text{F}_2$	13,8
Соренсенит	$\text{Na}_4\text{SnBe}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$	8,0

Фосфаты

Бериллонит	NaBePO_4	19,8
Харлбатит	$\text{CaBe}_2(\text{PO}_4)_2$	21,3
Гердерит	$\text{CaBe}(\text{PO}_4)(\text{F}, \text{OH})$	15,5—16,3
Вейриненит	$\text{MnBe}(\text{PO}_4)(\text{OH})$	12,1
Фейит	$\text{MnFe}_2\text{Be}_2(\text{PO}_4)_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	8,0
Кольбекит	$\text{Ca}_{24}(\text{Al}, \text{Bs})_3(\text{P}, \text{Si})\text{O}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	8,7
Мораззит	$\text{Be}_2(\text{PO}_4)(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	25,8
Глюцин	$\text{CaBe}_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	26,8
Вабеффит	$\text{BaBe}(\text{PO}_4)\text{F}$	11,6
Рошерит	$\text{CaMg}_2\text{Be}_2\text{Al}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	18,0
Рошерит триклин.	$2(1/3\text{Fe}^{3+} + 0,42\text{Mn}^{3+} + 0,12\text{Al}_{0,13})\text{Ca}_2(\text{Mn}^{2+}_{3,91}\text{Mg}_{0,04}\text{X})$	
	$\text{Ca}_{0,03}\text{Be}_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	
Уралолит	$\text{CaBe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	18,5

Арсенаты

Беарсит	$\text{Be}_2\text{AsO}_4(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	16,7—20,4
Асбексит	$\text{Ca}_3\text{Be}_2\text{TiSi}_2\text{As}_2\text{O}_{20}$	2,3

Окислы

Бромеллит	BeO	98,0
Хризоберилл	Al_2BeO_4	18—20,9
Тафеит	$\text{MgBeAl}_4\text{O}_9$	11,0
Перманит	$\text{Fe}_2\text{ZnBeAl}_3\text{O}_{15}$	4,9
Тапробанит	$\text{BeMg}_2\text{Al}_3\text{O}_{16}$	3,33
Сведенборгит	$\text{NaSbBe}_4\text{O}_7$	34,7
Бехоит	$\text{Be}(\text{OH})_2$	55,6

Ровно половина всех минералов бериллия содержат воду либо в форме гидроксидов, либо в форме свободной молекулы H_2O , часто в обеих формах одновременно. Водосодержащие минералы известны во всех без исключения классах. В составе восьми минералов содержится фтор, хлор или сера. Таким образом, те или иные минерализаторы присутствуют в большинстве минералов бериллия, что без сомнения отражает специфические условия их образования.

Содержание BeO в минералах бериллия изменяется в чрезвычайно широких пределах — от 1,2 до 98 %. Даже если исключить природные окись (бромеллит) и гидроксид (бехоит), верхний предел содержания BeO остается очень высоким — 54,8 % (гамбергит). Из 59 его минералов 17 видов (30 %) содержат 20 % BeO и более, в том числе 10 минералов имеют свыше 30 % BeO в своем составе. Высокобериллиевые минералы выявлены во всех классах кроме карбонатов. Наиболее богаты бериллием окислы и бораты.

В силикатах бериллий выполняет двойную функцию. Чаще это самостоятельный катион (например, в фенаките и барилите), реже бериллий входит в анионный комплекс, замещая кремний (группа гельвина, тримерит, сякхуалинит). При катионной форме нахождения в ряде минералов предполагается замещение бериллием алюминия (миларит, мелинофан, битиит и др.). Однако это маловероятно, так как радиусы ионов бериллия и алюминия (0,034 и 0,057 нм) резко различаются. В катионной части бериллий нередко занимает монополюсное положение (5 минералов из 34), но чаще находится в парагенезисе с кальцием (13 силикатов), алюминием (9 силикатов, а с учетом трех минералов, в которых замещение алюминия бериллием сомнительно — 12 силикатов), натрием (10 силикатов), литием (пять силикатов), в единичных случаях — с марганцем, барием, калием, железом, магнием, иттрием и цинком.

Все фосфаты, исключая мораззит, представлены двойными солями. В качестве второго катиона наиболее часто присутствует кальций (7 минералов из 12); в единичных минералах присутствуют марганец, барий, магний, натрий. В составе сложных окислов наряду с бериллием присутствуют алюминий, магний, нат-

рий, сурьма. Бораты отличаются простым составом. Лишь в родичите наряду с бериллием содержатся алюминий, цезий и литий. Единственный карбонат — двойная соль, причем второй катион представлен редкими землями.

В целом для состава минералов бериллия наиболее характерен парагенезис с натрием, кальцием и алюминием, а также почти полное отсутствие калия. Показательно, что известны натролитиевые и цезиевые бериллы при полном отсутствии калиевых.

Минералы бериллия встречаются в месторождениях, генетически связанных с породами как кислыми, так и щелочными различной щелочности: стандартными гранитами (пегматиты, грейзены, скарны, слюдисто-флюоритовые метасоматиты), щелочными гранитами и сиенитами (разнообразные флюоритовые метасоматиты), щелочными метасоматитами вне видимой связи с интрузивными породами, нефелиновыми сиенитами (науайты с чкаловитом, метасоматиты с лейкофаном и др.). В связи с ультрабазитами, базитами, щелочно-ультраосновными и щелочно-основными породами месторождений бериллия не известно. Есть основания предполагать, что месторождения бериллия могут формироваться в метаморфогенных условиях, в частности берилла. В гипергенных условиях также известно образование некоторых силикатов (сферобертрандит, бериллит, тугтунит), арсенатов (бearsит) и гидроокислов (бехонт?) бериллия.

Минералы бериллия образуются в широком диапазоне температур (от 600 °C до нескольких десятков градусов Цельсия) и глубин (от 7 км до поверхности).

Описание минералов

Берборит (berborite) $\text{Be}_2\text{VO}_3\text{OH}\cdot\text{H}_2\text{O}$. Открыт Е. Н. Нефедовым (1967 г.). Хим. состав (%): BeO 39,9; B_2O_3 23,5; п.п.п. 32,2. Триг. синг.; прост. гр. $P321$; a_0 4,43, c_0 5,33; дебаграмма 5,3—3,11—2,66—2,21—2,04; N_0 1,580, N_e 1,485, $(-)$ 2V 0. Тонкие пластинки, зерна, редко изометричные кристаллы; цв. белый, прозрачный; излом неровный; сп. отчетливая по (0001); тв. 3; пл. 2,2. Встречен в скарнах Питкяранты (Карелия).

Фенакит (phenakite) Be_2SiO_4 . Открыт Н. Норденшельдом (N. Nordensköld, 1833 г.). Хим. состав (%): BeO 45,55; SiO_2 54,45; примеси Mg, Ca, Al, Na. Триг. синг.; простр. гр. $R\bar{3}$; a_0 12,45, b_0 8,23; дебаграмма 3,66—3,12—2,52—2,36—2,19; N_0 1,670 N_e 1,654; $(+)$ 2V 0. Ромбоэдрические или короткопризматические кристаллы, зерна; двойники по $(\bar{1}010)$; иногда в виде друз; цв. белый, желтый, розовый, буроватый, прозрачный; бл. стеклянный, жирный; сп. ясная по (1120). Тв. 7,5—8; пл. 2,98.

Образует промышленные скопления в слюдисто-флюоритовых и флюоритовых метасоматитах, встречается во многих других гидротермальных образованиях, щелочных породах и гранитных пегматитах.

Бертрандит (bertrandite) $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$. Открыт А. Дамуром (A. Damour, 1833 г.). Хим. состав (%): BeO 42,1; SiO_2 50,3; H_2O 7,6. Ромб. синг.; прост. гр. $Ccm2_1$; a_0 8,73, b_0 15,31, c_0 4,58; дебаграмма 4,38—3,81—2,54—2,52; N_g 1,614, N_m 1,606, N_p 1,598. $(-)$ 2V 75—81°. Призматические и пластинчатые кристаллы. Сп. отчетливая по (001). Цв. бледно-желтый, белый. Бл. стеклянный. Тв. 6,5. Пл. 2,63.

Образует промышленные концентрации во флюоритовых метасоматитах, встречается во многих других метасоматитах, связанных с щелочными и кислыми породами, а также в гранитных пегматитах.

Гель-берtrandит (gel-betrandite) $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Открыт Е. И. Семеновым (1957 г.). Коллоидно-дисперсная разновидность берtrandита. Аморфный. Дебаеграмма 4,31—3,15—2,53—2,31—2,20. Ng 1,525. Цв. белый. Тв. 4. Пл. 2,17. Эпитермальный. Образует промышленные концентрации на месторождении Томас-Рейндж (США). Встречен в науяит-пегматитах Ловозерского массива. Ассоциирует с эпидидимитом, бехоитом, берtrandитом.

Сфероберtrandит (spherobertrandite) $\text{Be}_3\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_4$. Хим. состав (%): BeO 45,2; SiO_2 41,03; Al_2O_3 1,40; FeO 0,07; H_2O 12,00. Ng 1,61, Np 1,59; дебаеграмма 4,89—3,15—2,39—2,32—2,17. Сферолиты размером до 2 мм. Цв. белый, желтоватый. Бл. стеклянный. Тв. 5,5. Пл. 2,5. Гидротермальный. Встречен в фойяит-пегматитах Ловозерского массива.

Бериллит (beryllite) $\text{Be}_3\text{SiO}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Открыт М. В. Кузьменко (1954 г.). Хим. состав (%): Na_2O 2,42; SiO_2 34,1; H_2O 22,2; Al_2O_3 1,63; BeO 40,0; CaO 0,5; Fe_2O_3 0,12. Дебаеграмма 4,01—3,64—2,34—1,35. Ng 1,56, Np 1,54. Сферолиты диаметром 2—3 мм, начечные образования, тонкие корочки волокнистого строения. Мягкий. Пл. 2,2. Цв. белый. Бл. шелковистый.

Вторичный минерал, возможно, гидратизированный сфероберtrandит. Встречен в натролит-альбитовых пегматитах в Ловозерском массиве.

Гидробериллит (hydroberyllite) $\text{Be}_3\text{SiO}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (Petersen, 1968 г.). Ng 1,52, Np 1,50. Волокнистые агрегаты белого цвета. Тв. 1, пл. 2. Эпитермальный. Встречен в науяит-пегматитах Ловозерского и Илимаусакского массивов.

Чкаловит (chkalovite) $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$. Открыт В. И. Герасимовским (1939 г.). Хим. состав (%): Na_2O 28,93; K_2O 0,13; BeO 12,67; Fe_2O_3 0,30; FeO 0,12; CaO 0,37; SiO_2 56,81; H_2O 0,23; SO_3 0,22. Ромб. синг., псевдотетрагональный; прост. гр. $Fdd2$; a_0 21,13, b_0 6,87, c_0 21,19. Дебаеграмма 3,97—2,46—1,22—1,09. Ng 1,549, Np 1,540; (+) $2V$ 78°. Выделения неправильной формы размером до 12 см. Бесцветный или белого цвета. Тв. 6, пл. 2,66.

Образуется в науяит-пегматитах в ассоциации с усингитом, натролитом, содалитом, шизолитом, мурманитом, эвдиалитом. В массиве Илимаусак образует крупные скопления, которые могут представить промышленный интерес.

Эвдиимит (eudidymite) $\text{HNaBeSi}_3\text{O}_8$. Открыт В. Брэггером (W. G. Brogger, 1887 г.). Хим. состав (%): Na_2O 12,65; BeO 10,24; SiO_2 73,44; H_2O 3,67; Монокл. синг., простр. гр. $C2/c$; \bar{a}_0 12,64, b_0 7,38, c_0 14,02; β 103,6. Дебаеграмма 3,39—3,18—3,10—1,83—1,70; Ng 1,549, Nm 1,545, Np 1,543. (+) $2V$ 25°.

Кристаллы таблитчатые до пластинчатых. Различаются три типа выделений: 1) тонкокристаллические до скрытокристаллических (фарфоровидные) в виде неправильных выделений размером до $15 \times 15 \times 5$ см; 2) сферолитовые; 3) крупнокристаллические (слюдистые) в виде сростков пластинчатых кристаллов, размер последних достигает $2 \times 2 \times 0,5$ см. Двойники полисинтетические по (001), тройниковые или типа ласточкина хвоста. Сп. отчетливая по (001). Цв. белый или бесцветный. Бл. стеклянный. Тв. 6—7. Пл. 2,57.

Встречается в щелочных (Скандинавия) и нефелиновых сиенитах в ассоциации с альбитом, эльпидитом, натролитом, анальцимом, флюоритом, нептунитом, шизолитом.

Эпидидимит (epididymite) $\text{HNaBeSi}_3\text{O}_8$. Открыт Г. Флинком (G. Flink, 1893 г.). Ромб. синг.; простр. группа $Pnam$; a_0 12,73, b_0 7,34, c_0 13,65. Дебаеграм-

ма 3,40—3,07—2,97—1,79—1,36. (+) 2V 32°, Ng 1,544, Np 1,540. В остальном сходен с эвдидимитом, вместе с которым и встречается.

Барилит (barylite) $BaBe_2Si_2O_7$. Открыт К. Бломстрандом (С. W. Blomstrand, 1876 г.). Хим. состав (%): BaO 46,23; Al_2O_3 16,02; SiO_2 34,36; Fe_2O_3 0,98; PbO 0,93; CaO 0,68; присутствуют Mg, Cu, Bi и др. Ромб. синг.; структ. гр. $Pc2_1n$; a_0 4,64, b_0 11,63, c_0 9,81. Дебаеграмма 4,50—3,38—3,02—2,92—2,45. Ng 1,703, Np 1,691. (+)2V 80°. Встречается в виде зернистых масс белого цвета. Выделения призматического или таблитчатого облика. Бесцветный. Бл. стеклянный. Сп. по (001) и (100). Тв. 7. Пл. 4,06.

Образует промышленные концентрации в фенитах месторождения Силл-Лейк (Канада). Встречается в сиенитах Швеции, Урала и др.

Лейкофан (leucophane) $NaCaBeSi_2O_6F$. Открыт П. Есмарком (P. Esmark, 1840 г.). Хим. состав (%): CaO 23,08; Na_2O 12,78; BeO 10,35; SiO_2 49,46; H_2O 0,93; F 5,83. Ромб. синг. (псевдотетр.). Простр. гр. $P2_12_12_1$; a_0 7,40, b_0 7,42, c_0 9,94. Дебаеграмма 3,59—2,97—2,75—2,32—1,99. Ng 1,598, Np 1,571. (—)2V 40°. Кристаллы таблитчатые, пластинчатые. Двойники по (110) и (001). Сп. отчетливая по (001) и (010). Цв. белый, зеленовато-желтый. Бл. стеклянный. Тв. 5. Пл. 2,98.

Встречается в метасоматитах, связанных с нефелиновыми сиенитами, и в щелочных метасоматитах вне видимой связи с интрузиями. В некоторых метасоматитах скопления лейкофана могут представить практический интерес.

Мелинофан (melinophane) $NaCa_3Be_2Si_4O_{13}F$. Открыт Т. Ширером (Th. Scheerer, 1852 г.). Хим. состав (%): CaO 28,55; Na_2O 7,93; BeO 9,11; Al_2O_3 4,99; SiO_2 46,05; F 4,87. Тетраг. синг.; прост. группа 4 P; a_0 10,60, c_0 9,90. Дебаеграмма 2,96—2,75—2,34,—1,98—1,70. No 1,610, Ne 1,591; (—)2V 0. Короткопирамидальные или таблитчатые кристаллы. Сп. ясная по (001). Цв. желтый, при выветривании красноватый. Тв. 5,5—6. Пл. 3,0. Встречается в щелочных метасоматитах, обычно сопутствуя лейкофану, а также в фойит-пегматитах.

Семеновит (semenovite) $Na_3Ca_2FeBe_6Ce_2Si_{14}O_{40}F_8$. Открыт Петерсенем (Petersen, 1972 г.). Хим. состав (%): Na_2O 11; BeO 8,2; CaO 6,0; Y_2O_3 2,3; CeO_2 6,8; La_2O_3 6,8; Na_2O_3 22; Gd_2O_3 0,6; (Sm, Eu) $_2O_3$ 0,3; Fe_2O_3 2,4; SiO_2 42,8; H_2O 1,9; F 4,5. Ромб. синг. (псевдотетрагональный). Простр. группа $Pm\bar{3}n$; a_0 13,87, b_0 13,84, c_0 9,94. Дебаеграмма 8,08—3,28—2,84—2,73. Ng 1,614, Np 1,595. (—)2V 55°. Кристаллы дипирамидального облика. Цв. коричневый, желтый. Тв. 4, пл. 3,14. Гидротермальный (?). Встречен в науяитах массива Илимаусак.

Гугуаит (gugyuite) $Ca_2BeSi_2O_7$. Открыт Пенгом (Peng, 1962 г.). Хим. состав (%): BeO 8,89; CaO 42,94; MgO 0,39; MnO 0,11; Al_2O_3 1,08; SiO_2 45,26; H_2O 0,42; Cl 0,73. Тетр. синг.; прост. группа $P42_1m$; a_0 7,50, c_0 4,93. Дебаеграмма 5,25—2,97—2,77—1,71—1,49. No 1,672, Ne 1,664. (+)2V 0. Таблитчатые кристаллы белого цвета. Тв. 5. Пл. 3,03. Встречен в скарнах КНР и Сибири.

Аминовит (aminofite) $Ca_3BeSi_3O_{10}OH$. Открыт К. Харлбутом (С. S. Hurlbut, 1937 г.). Хим. состав (%): CaO 40,27; BeO 6,20; FeO 0,31; MnO 0,19; Al_2O_3 4,41; SiO_2 42,49; H_2O 6,45. Тетр. синг., прост. группа $P4_2/n$; a_0 9,86, c_0 9,93. No 1,697, Ne 1,637. (—)2V 0. Дипирамидальные кристаллы белого цвета, часто бесцветный. Сп. неотчетливая по (001). Излом раковистый. Хрупкий. Тв. 5,5, пл. 2,94. Гидротермальный. Встречен в кальцитовых жилах месторождения Лонгбам (Швеция), а также в щелочных метасоматитах (Сибирь).

Эвклаз (euclase) $HBeAlSiO_5$. Открыт Р. Гаюи (R. J. Haüy, 1702 г.). Хим. состав (%): BeO 17,24; Al_2O_3 35,16; SiO_2 41,40; H_2O 6,20. Монокл. синг., простр.

группа $P2_1/c$; a_0 4,63, b_0 14,27, c_0 4,76. Дебаеграмма 7,15—3,84—3,22—2,77—2,44; Ng 1,672, Np 1,653 (+2) V 45°. Призматические кристаллы. Бесцветный до бледно-зеленого и синего. Бл. стеклянный. Сп. неотчетливая. Электризуется при трении. Распространен в слюдисто-флюоритовых метасоматитах, встречается в бериллиеносных грейзенах.

Лейфит (leifite) $Na_5BeAl_4Si_{12}O_{33}F \cdot 5H_2O$. Открыт О. Бёггильдом (О. В. Bög-gild, 1905 г.). Хим. состав (%): Na_2O 15,47; MnO 0,41; Al_2O_3 12,69; SiO_2 67,55; F 4,93; H_2O 0,77. Гекс. синг. Простр. группа $P3m1$; a_0 14,35, c_0 4,85. Дебаеграмма 3,39—3,16—2,46—1,74. No 1,520, Ne 1,516. (+)2 V 0. Образует друзы призматических кристаллов. Сп. по призме. Бесцветный, белый до бледно-фиолетового. Бл. стеклянный. Тв. 4. Пл. 2,56. Гидротермальный. Встречен в миароловых пустотах среди фойяит-пегматитов Игалико (Гренландия), а также в нефелин-кальципатовых массивах Кольского полуострова. Парагенезис: микроклин, эгирин, цинцивальдит, кальцит.

Ловдарит (lovdarite) $K_3Na_{12}Be_7AlSi_{24}O_{64} \cdot 16H_2O$. Открыт Ю. П. Меньшиковым, А. П. Денисовым, Е. П. Успенской, Э. А. Липатовой (1973 г.). Хим. состав (%): Na_2O 14,95; K_2O 6,28; BeO 6,90; CaO 0,49; BaO 0,20; Al_2O_3 1,77; Fe_2O_3 0,18; SiO_2 56,13; TiO_2 0,15; H_2O 12,29. Ромб. синг. Структ. группа $P2_1am$; a_0 18,88, b_0 6,91, c_0 7,15. Дебаеграмма 6,56—4,96—3,29—3,14—2,29. Ng 1,518, Np 1,513. (+)2 V 70°. Образует выделения размером до 2 см, нарастающие на чкаловит и замещающие его. Сп. отчетливая по (100), (010), (001). Цв. белый, желтоватый, в хорошо окристаллизованных выделениях бесцветный, прозрачный. Хрупкий. Тв. 5—6, пл. 2,33. Встречен в фойяит-пегматитах Ловозерского массива.

Бавенит (bavenite). Открыт Лазо (Laseaux, 1876 г.). $Ca_4Be_2Al_2Si_9O_{26}(OH)_2$. Хим. состав (%): BeO 7,66; CaO 23,96; Al_2O_3 6,64; SiO_2 57,64; H_2O 3,88; Fe_2O_3 0,07—1,18; MgO 0,13; Na_2O 0,1—0,44. Ромб. синг. Простр. гр. $Cmcm$; a_0 4,95, b_0 11,53, c_0 9,67; (+)2 V 30°; Ng 1,583—1,593, Np 1,579—1,586. $Ng-Np$ 0,005—0,007. Дебаеграмма 4,82—4,35—3,71—3,35—3,12. Волокнистые и радиальноволокнистые кристаллы, цв. белый; бл. стеклянный; сп. совершенная по (100), ясная по (001). Тв. 6. Пл. 2,74. Поздний минерал гранитных пегматитов и олигоклаз-флогопитовых жил, богатых бериллом, часто развивается по бериллу на поздней стадии процесса.

УВе-датолит (YBe-datolite). Открыт Е. И. Семеновым (1963 г.). $CaBeYSi_2VO_8OH$. Монокл. синг.; a_0 9,86, b_0 7,48, c_0 4,66; β 88,5; (—)2 V 75°; Ng 1,731, Np 1,720. Дебаеграмма 3,09—2,83—2,54—2,49—1,96. Призматические кристаллы. Цв. зеленый, белый. Пл. 3,78. Встречен в щелочных сиенит-пегматитах Таджикистана.

Иберсилит (yberysilite). Открыт Е. И. Семеновым (1963 г.). $BeYSi_4OH$. Монокл. синг.; a_0 9,86, b_0 7,60, c_0 4,72; β 89,6. Ng 1,722, Np 1,708. Дебаеграмма 3,12—3,11—2,83—2,55—2,54. Цв. розовый. Тв. 6,9. Пл. 3,44. Встречен в гранитных пегматитах Сибири.

Гадолинит (gadolinite). Открыт Клапротом (М. Н. Klaproth, 1800 г.). $FeBe_2Y_2Si_2O_{10}$. Хим. состав (%): BeO 9,4—10,3; FeO 11,5—12,4; CaO 0,5—1,1; Al_2O_3 до 1,2; Fe_2O_3 0,2—2,2; Y_2O_3 39,3—49,06; Ce_2O_3 1,5—6,5; SiO_2 25,15—24,75; H_2O до 1,3; присутствуют Mn , V , Th , U . Разновидности: цергадолинит, содержащий 22,2—36,9 % Y_2O_3 и 15,4—32,3 % Ce_2O_3 ; кальциогадолинит, содержащий до 11,91 % CaO и всего 24,5 % Y_2O_3 при 4,7 % Ce_2O_3 . Монокл. синг.; простр. гр. $P2_1/a$; a_0 9,89, b_0 7,55, c_0 4,66, β 90,5. Дебаеграмма 3,09—2,81—2,54—1,86—1,75; (+)2 V 85°; Ng 1,777—1,824, Nm 1,773—1,812, Np 1,772—1,801, $Ng-Np$ 0,010—0,023.

Плеохроирует. Призматические кристаллы. Цв. зелено-черный до буроватого. Бл. стеклянный или смоляной. Тв. 6,5. Пл. 4,6. Растворяется в HCl. Встречается в пегматитах щелочных гранитов и связанных с ними метасоматитах, массивах щелочных и нефелиновых сиенитов (Швеция, Кольский п-ов).

СаFe³⁺-гадолинит (Ca-Fe³⁺-gadolinite). Открыт Накаи (Nakai, 1938 г.). CaYFeBe₂Si₂O₁₀. Разновидность гадолинита с содержанием СаО до 12 %. Моноклин, синг.; *a*₀ 9,97, *b*₀ 7,56, *c*₀ 4,69, β 90. *Ng* 1,787, *Np* 1,765. Цв. бурый, плеохроирует. Пл. 4,5. Встречен в гранитных пегматитах Японии.

Эрдманит (erdmannite). Описан Эсмарком (Esmark, 1855 г.). СаFeBeYSi₂BO₁₀ — кальциево-боровый гадолинит. *Ng* 1,7. Цв. коричневый. Тв. 5. Пл. 3,44. Встречен в фойяит-пегматитах Лангезунда (Норвегия).

Гарстигит (harstigite) Описан Г. Флинком (G. Flink, 1886 г.). Са₆MnBe₄Si₆O₂₂(OH)₂. Ромб. синг.; *a*₀ 13,90, *b*₀ 13,62, *c*₀ 9,68. Дебаеграмма 2,82—2,79—2,70—2,27; (+)2*V* 52°. *Ng* 1,683, *Np* 1,678. Призматические кристаллы. Цв. белый, бесцветный. Бл. стеклянный. Тв. 5,5. Пл. 3,28. Встречен в скарнах марганцевого месторождения Гарстиг (Швеция) в ассоциации с гранатом и родонитом.

Берилл (beryl). Известен с древних времен. Be₃Al₂Si₆O₁₈. Хим. состав (%): Li₂O 0,0—2,0; Na₂O 0,1—3,0; K₂O 0,0—0,2; Rb₂O 0,0—0,90; Cs₂O 0,1—7,5; BeO 10,0—14,3; СаО 0,1—0,4 (в олигоклаз-флогопитовых жилах до 5,0 %); MgO 0,0—0,50 (в олигоклаз-флогопитовых жилах до 4,0 %); MnO 0,0—0,2; Fe₂O₃ 0,0—1,50; Al₂O₃ 17,0—18,4; Cr₂O₃ 0,0—0,3; SiO₂ 61,9—66,7; H₂O⁺ 0,05—0,50; H₂O⁻ до 2,0. Разновидности по составу: бесщелочной — при содержании суммы окислов щелочных металлов меньше 0,5 %, натриевый — Na больше 0,5 %, натролитиевый — (Na+Li) больше 1 %, цезиевый — Cs > 1 %; прозрачные: изумруд — зеленый из-за присутствия хрома, аквамарин — синий (железо), гелиодор золотисто-желтый (железо),morganit — красный (марганец), яблочно-зеленый (железо), ростерит — бесцветный, белый, розоватый (цезий, марганец).

Гекс. синг.; Простр. гр. *P6/mcc*; *a*₀ 9,23, *c*₀ 9,19. Дебаеграмма 3,25—2,86—1,27—1,26—1,20. (—)2*V* 0. *No* 1,566—1,602, *Ne* 1,562—1,594, *Na*—*Ne* 0,004—0,008, (растет с увеличением содержания щелочных элементов). Образует кристаллы в виде гексагональных призм или усеченных пирамид. Нередко изометричные кристаллы имеют неправильную форму с одной или несколькими хорошо окристаллизованными гранями (короткостолбчатого или таблитчатого облика). Размер варьирует от долей сантиметра до 50 см, нередко до 2 м в длину и до 0,7 м в ширину. Масса мономинеральных скоплений достигает многих тонн. Преобладают три цвета: желтый, зеленый и голубой всех оттенков и различной густоты; известны белый, розовый, темно-синий, красный, бурый, серый, бесцветный. Форма, цвет и размеры выделений закономерно изменяются в зависимости от формационной принадлежности, парагенетического типа месторождения, стадии и этапа образования процесса (табл. 68).

Бл. стеклянный. Сп. несовершенная до ясной по (0001), нередко отдельность. Излом неровный. Тв. 7,5—8. Пл. 2,6—2,9, растет с увеличением содержания щелочных металлов.

Широко распространенный промышленный минерал бериллия. Образуется в широком интервале температур от 150 до 600 °С в гранитных пегматитах, гидротермально-пневматолитовых образованиях, бериллиеносных гранитах, метасоматитах.

Таблица 68

Важнейшие свойства и химический состав промышленных генераций берилла в гранитных пегматитах

Зона с бериллом	Характерная форма выделений	Обычный размер выделений, см	Характерный цвет	Обычное содержание, %			
				BeO	Na ₂ O	LiO ₂	Cs ₂ O
Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты							
Мелкозернистого альбита	Призматическая («фаршированная»)	(2—10) × (1—3)	Желтый	12,5—13,5	До 1,0	0,05—0,2	0,05—0,1
Кварц-мусковитовых гнезд	Призматическая	(3—10) × (1—3)	Зеленоватый	12—13	1—1,5	0,3—0,8	0,1—0,2
Кварц-клевеландит-сподуменная	Неправильная	(3—15) × (3—15)	Белый	11—12	1,5—2,5	0,5—2,5	1,0—2,5
Мелкопластинчатого альбита	„	(3—15) × (3—15) (0,5—5) × (0,5—5)	Розовый	10,5—11,5	2—3,5	0,5—1,5	2,0—4,0
Микроклиновые пегматиты							
Блоковая кварц-микроклиновая	Призматическая	(30—150) × (8—30)	Сине-зеленый	12,5—13,5	0,5—1,0	0,1—0,6	0,005—0,1
Альбитовые пегматиты							
Клевеландитовая	Короткопризматическая	(10—50) × (10 × 50)	Желтоватый	11,5—12,5	1,5—2,5	1—2	0,5—1,0
	Коническая	(10—30) × (5—10)					
Альбит-сподуменные пегматиты							
Кварц-альбит-сподуменная	Неправильная	(1—5) × (1—5)	Зеленоватый	11,5—12,5	1—2	1—2,5	До 1,0
Бериллоносные грейзены							
	Длиннопризматическая, щетки, солнца	(1—10) × (0,2—1)	Желтоватый	13,0—13,8	До 0,5	До 0,1	До 0,01

Воробьевит (vorobyevite). Назван В. И. Вернадским (1908 г.). $\text{CsLiBe}_2\text{Al}_2\text{X} \times \text{Si}_6\text{O}_{18}$. Литиево-цезиевый берилл, в котором содержание Cs_2 составляет 2—5 %, Li_2O — 1,2—4 %, BeO — 10—11 %; a_0 9,21, c_0 9,25. Дебаеграмма 3,29—2,87—1,28—1,26—1,20. *No* 1,592, *Ne* 1,586. Цв. розовый. Тв. 7. Пл. 2,78. Обладает ювелирными качествами. Встречается в гранитных пегматитах с занорышами (Урал).

Бацит (bazzite). Обнаружен Е. Артини (E. Artni, 1915 г.). $\text{NaFeBe}_6\text{Sc}_3 \times \text{Si}_{12}\text{O}_{36}$. Скандиевый берилл с содержанием до 3 % скандия; a_0 9,52, c_0 9,16. Дебаеграмма 3,29—2,94—2,56—2,28—2,05. (—)2*V* 0. *No* 1,627, *Ne* 1,607. Бочонковидные кристаллы. Плеохроирует. Цв. голубой. Тв. 7. Пл. 2,8. Встречен в альпийских жилах (Швейцария) и в хрусталеносных пегматитах (Казахстан).

Бериллиевый везувиан. Сложный силикат кальция островной структуры, содержащий до 9 % BeO . Описан В. А. Зильберминцем и Е. В. Рожковым (1933 г.).

Велшит (welshite). Описан Муром (Moore, 1978 г.). $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Be}_2\text{Fe}^{3+}\text{Sb}^{5+}\text{Si}_4\text{O}_{20}$. Триклин. синг. Простр. гр. *P1*; a_0 10,28, b_0 10,69, c_0 8,83; α 106,1, β 96,3, γ 124,8. Дебаеграмма 7,32—2,91—2,53—1,49—1,46. 2*V* 45°. *Ng* 1,83, *Np* 1,81. Цв. черно-красный. Призматические кристаллы. Тв. 6. Пл. 3,77. Встречен в доломитах и скарнах месторождения Лонгоан (Швеция).

Миларит (milarite). Открыт Г. А. Кенготтом (G. A. Kenngott, 1870 г.). $\text{KCa}_2\text{Be}_2\text{AlSi}_{12}\text{O}_{30} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Хим. состав (%): K_2O 4,91; Na_2O 0,46; BeO 5,24; CaO 11,70; Al_2O_3 4,68; SiO_2 71,66; H_2O 1,07. Синг. гекс. Простр. гр. *P6/mcc*; a_0 10,45, c_0 13,88. Дебаеграмма 5,18—3,31—2,87—1,10; (—)2*V* 0. *No* 1,532—1,538, *Ne* 1,529—1,537, *No—Ne* 0,001—0,003. Цв. белый, светло-зеленоватый. Бл. стеклянный. Сп. нег. Хрупкий. Излом раковистый и неровный. Тв. 5,5—6. Пл. 2,46—2,61. Образуется на поздних этапах пегматитового процесса. Встречается в гранитных пегматитах Швейцарии, Чехословакии, Кольского п-ова.

Бериллиевый маргарит (berylliummargarite). Хим. состав (%): Li_2O 0,36—0,78; Na_2O 0,57—1,08; K_2O 0,21—0,52; CaO 13,18—13,48; MgO 0,67—1,06; BeO 1,88—3,26; Al_2O_3 45,56—46,22; Fe_2O_3 0,13—0,38; SiO_2 30,16—30,88; F 0,82—1,64; H_2O^+ 3,4—3,98; H_2O^- 0,04—0,70. Образуется в псевматолито-гидротермальных олигоклаз-флогопитовых жилах с изумрудом.

Тримерит (trimerite). Описан Г. Флинком (G. Flink, 1890 г.). $\text{CaMn}_2\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Хим. состав (%): BeO 16,6; CaO 12,3; MnO 31,3; SiO_2 39,8. Монокл. синг. (псевдогексагон.). Простр. гр. *P2₁/n*; a_0 8,09, b_0 7,61, c_0 14,06, β 90. Дебаеграмма 3,56—2,76—2,33—2,05—1,90. (—)2*V* 83°. *Ng* 1,725, *Nm* 1,720, *Np* 1,715, *Ng—Np* 0,010. Призмат. кристаллы. Цв. красный, бледно-розовый до бесцветного. Сп. ясная по (0001). Тв. 6,5—7,2. Пл. 3,47. Встречен в марганцевых месторождениях Пайсберг и Лонгбан (Швеция).

Гельвин (helvite). Открыт А. Вернером (A. G. Werner, 1817 г.). $\text{Mn}_4(\text{BeSiO}_4)_3\text{S}$. Хим. состав (%): BeO 11,0—14,9; MgO 0,0—2,2; CaO 0,0—2,1; MnO 30—51,6; ZnO 0,0—9,0; FeO 0,7—15,0; Fe_2O_3 0,0—15,0; Al_2O_3 0,0—4,1; SiO_2 25,0—33,6; S 4,5—6,8. Куб. синг. Простр. гр. *P43n*; b_0 8,27. Дебаеграмма 3,37—1,96—1,38—1,28—1,13. *Ng* 1,728. Тетраэдрические и тригонитетраэдрические кристаллы и неправильные округлые выделения размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Цв. серый, коричневый, красный, серо-желтый, желто-зеленый. Бл. стеклянный до смоляного. Сп. ясная по (111). Излом неровный до раковистого. Тв. 5,5. Пл. 3,2. Встречается в нефелин-сиенитовых пегматитах, скарнах и эпискарновых метасоматитах; в последних иногда образует

скопления с возможным практическим интересом. Месторождения известны в США и в Средней Азии.

Даналит (danalite). Открыт Ж. Куком (J. Cooke, 1866 г.). $\text{Fe}_4(\text{BeSiO}_4)_3\text{S}$. Железистый член изоморфного ряда гельвин-даналит. Содержит FeO до 28—37,5 %, а MnO до 5—11,5 %. Содержание других элементов такое же как в гельвине. Куб. синг. Простр. гр. $P43n$; b_0 8,18. Дебаеграмма 3,35—2,86—2,35—1,92—1,44, Nm 1,771. Цв. красный, бурый. Тв. 6. Пл. 3,3. Остальные свойства и генезис как у гельвина.

Гентгельвин (gentgelvine). Открыт Ж. Глассом и др. (J. J. Glass, R. H. Jahns, R. E. Stevens, 1944 г.). $\text{Zn}_4(\text{BeSiO}_4)_3\text{S}$. Цинковый член изоморфного ряда гельвин (даналит) — гентгельвин. Содержит до 46,2 % ZnO и всего 6,0—28,0 % FeO и 1,2—10,2 % MnO. Куб. синг. Простр. гр. $P43n$; b_0 8,11. Дебаеграмма 3,33—2,17—1,92—1,66—1,44. Nm 1,740. Цв. белый, голубой. Тв. 5. Пл. 3,7. Остальные свойства такие же как у гельвина. Образует промышленные скопления в щелочных метасоматитах вне видимой связи с интрузиями.

Соренсенит (sorensenite). Открыт Е. И. Семеновым и др. (E. Semenov, V. Gerasimovsky, N. Maksimova, S. Andersen, O. Petersen, 1965 г.). $\text{Na}_4\text{Be}_2\text{SnSi}_6\text{X} \times \text{O}_{18} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Хим. состав (%): Na_2O 15,95; BeO 8,02; SnO_2 20,07; SiO_2 49,73; Nb_2O_5 0,75; H_2O 5,24. Мон. синг. Простр. гр. $C2/c$; a_0 20,70, b_0 7,44, c_0 12,04, β 117,3. Дебаеграмма 6,31—3,41—3,06—2,96—2,92. (—)2V 50°. Ng 1,586, Nm 1,583, Np 1,579. Образует скопления призматических кристаллов. Цв. розовый, белый. Бесцветный, прозрачный. Тв. 5. Пл. 2,9. Гидротермальный. Встречен в нагрятах массива Илимаусак (Гренландия).

Асбекасит (asbecasite). Открыт С. Грейсером (S. Graesser, 1965). $\text{Ca}_3\text{V}_2\text{TiSi}_2\text{As}_6\text{O}_{20}$. Хим. состав (%): BeO 2,3; CaO 15,4; Al_2O_3 1,2; As_2O_3 58,7; TR_2O_3 1,0; TiO_2 6,3; SnO_2 2,1; SiO_2 12,3. Триг. синг. Простр. гр. $P\bar{3}c1$; a_0 8,33, c_0 15,29. Дебаеграмма 3,23—2,41—1,75—1,57—1,15. 2V 0. No 1,86, Ne 183. Образует отдельные кристаллы и агрегаты. Сп. по ромбеюдр ясная. Цв. лимонно-желтый. Тв. 6,5. Пл. 3,7. Гидротермальный. Встречен в гнейсах Биннеталь (Швейцария).

Мораэсит (maraesite). Открыт Л. Линдберг и др. (L. J. Lindberg, W. T. Pecoга, A. I. de Barbosa, 1953 г.). $\text{V}_2\text{PO}_4(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Хим. состав (%): V_2O_5 25,28; Fe_2O_3 0,11; P_2O_5 34,76; H_2O 39,80. Монокл. синг. Простр. гр. $C2/c$; a_0 8,55, b_0 36,90, c_0 7,13, β 97,7. Дебаеграмма 7,00—4,24—3,28—3,02—2,82. (—)2V 65°. Ng 1,490, Nm 1,482, Np 1,462. Образует сферолиты, грубоволокнистые корочки, тонкоигльчатые или длиннопризматические кристаллы. Сп. совершенная в двух направлениях. Цв. белый. Пл. 1,81. Образуется на поздних стадиях процесса в бериллоносных гранитных пегматитах (Бразилия).

Беарсит (bearsite). Открыт Е. В. Копченовой и Г. А. Сидоренко (1962 г.). $\text{VBeAsO}_4(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Хим. состав (%): V_2O_5 20,35; As_2O_5 46,72; H_2O 32,93. Монокл. синг.; a_0 8,55, b_0 36,90, c_0 7,13, β 97,8. Дебаеграмма 6,95—4,23—3,31—3,02—1,96. Ng — Nm 1,502, Np 1,490. Двуосный отрицательный. Кристаллы тонкопризматические, игльчатые с вертикальной штриховкой. Цв. белый. Бл. шелковистый (в агрегатах). Пл. 2,2. Встречен в зоне окисления мышьякового месторождения в Казахстане.

Уралолит (uralolite). Открыт Н. А. Григорьевым (1964 г.). $\text{CaV}_2(\text{PO}_4)_2 \times (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Хим. состав (%): V_2O_5 15,45; CaO 20,67; P_2O_5 39,09; H_2O 24,79; присутствует Fe^{3+} . Монокл. синг.; a_0 8,43, b_0 39,50, c_0 7,12, β 95. Дебаеграмма 3,56—3,04—2,39—2,03—1,97. Ng 1,571, Nm 1,526, Np 1,510. Образует сферолитовые стяжения и сноповидные сростки. Цв. белый, коричневый; бесцветный. Бл.

шелковистый. Тв. 2,5. Пл. 2,14. Встречен в каолинит-гидромусковитовых образованиях зоны гипергенеза слюдисто-флюоритовых метасоматитов на Урале.

Глюцин (glucin). Открыт Н. А. Григорьевым (1963 г.). $\text{CaVe}_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$. Хим. состав (%): BeO 29,16; CaO 16,35; P_2O_5 41,37; H_2O 13,12. Дебаеграмма 10,81—2,41—1,95—1,53—1,39. Ng 1,571, Nm 1,560, Np 1,547. Образует стяжения. Цв. белый, серый, желтоватый. Тв. 5. Пл. 2,23—2,40. Встречен в рыхлых отложениях коры выветривания слюдисто-флюоритовых метасоматитов Урала.

Бериллонит (beryllonite). Описан Е. С. Дана (E. S. Dana, 1888 г.). NaBePO_4 . Хим. состав (%): Na_2O 24,4; BeO 19,7; P_2O_5 55,9. Монокл. синг. Простр. гр. $P2_1/n$; a_0 8,18, b_0 7,82, c_0 14,11, β 90. Дебаеграмма 3,92—3,65—2,84—2,37—2,28. (—)2V 67°. Ng 1,561, Nm 1,558, Np 1,552. Кристаллы таблитчатые. Сп. отчетливая по (010). Цв. желтоватый, белый; бесцветный. Бл. стеклянный. Бл. плоскостях (001) перламутровый. Тв. 6. Пл. 2,81. Встречен в гранитных пегматитах Витаниэми (Финляндия).

Гердерит (herderite). Открыт В. К. Хайдингером (W. K. Haidinger, 1828 г.). $\text{CaBePO}_4(\text{F}, \text{OH})$. Хим. состав (%): BeO 15,53; CaO 34,82; P_2O_5 44,06; H_2O 0,61—8,0; F 0,0—11,3; присутствуют Mn, Fe, Ca. Монокл. синг. Простр. гр. $P2_1/a$; a_0 9,79, b_0 7,66, c_0 4,80, β 90,02. Дебаеграмма 3,14—3,00—2,86—2,55—2,20. (—)2V 67°. Ng 1,619, Nm 1,611, Np 1,591. Двойники. Кристаллы короткопризматические, дипирамидальные, часто псевдогексагонального облика, агрегаты радиально-волокнистые. Сп. по (110). Цв. белый, желтоватый, зеленоватый; бесцветный. Тв. 5. Пл. 3,01. Встречен в гранитных пегматитах США.

Херлбатит (hurlbutite). Открыт М. Е. Мрозе (M. E. Mrose, 1951 г.). $\text{CaVe}_2(\text{PO}_4)_2$. Монокл. синг. Простр. гр. $P2_1/a$; a_0 8,30, b_0 8,78, c_0 7,80, β 90,5. Дебаеграмма 3,67—3,03—2,78—2,21—2,17. (—)2V 70°. Ng 1,604, Nm 1,601, Np 1,595. Призматический. Цв. белый, зеленоватый; бесцветный. Тв. 6. Пл. 2,88. Встречен в гранитных пегматитах США.

Рошерит (roscherite). Открыт Ф. Славиком (F. Slavik, 1914 г.). $\text{CaMnFe}^{2+} \times \times \text{Ve}_2\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Хим. состав (%): BeO 12,58; CaO 7,60; MnO 10,04; FeO 6,26; Fe_2O_3 13,26; P_2O_5 37,60; H_2O 11,56. Монокл. синг. Простр. гр. $C2/c$; a_0 14,95, b_0 11,95, c_0 6,62, β 94,83. (—)2V большой. Ng 1,651, Nm 1,641, Np 1,636. Плеохроирует. Кристаллы пластинчатые. Сп. совершенная по (001) и ясная по (010). Цв. бурый. Тв. 5. Пл. 2,92. Обнаружен в пегматитах Саксонии (ГДР).

Бабеффит (babefphite). Открыт А. С. Назаровой, Н. Н. Кузнецовой, Д. П. Шашкиным (1966 г.). BaVePO_4F . Хим. состав (%): BeO 11,63; BaO 56,3; Fe_2O_3 0,3; P_2O_5 26,55; F 7,27; H_2O^+ 0,64. Ромб. синг. Простр. гр. $Fdd2$; a_0 6,93, b_0 16,74, c_0 6,93. Дебаеграмма 3,19—2,76—2,44—2,16—1,52. (+)2V 70°. Ng 1,632, Np 1,629. Образует зерна сплюснутой формы. Цв. белый. Прозрачный. Бл. стеклянный до жирного. Пл. 4,31. Гидротермальный. Встречен в элювии флюоритового месторождения (Сибирь).

Вейриненит (väyryhenite), в другой транскрипции вяюрюненит. Открыт А. Фолбортом (A. Volborth, 1954 г.). $\text{MnBePO}_4(\text{OH})$. Хим. состав (%): BeO 12,10; MnO 30,57; P_2O_5 40,36; H_2O 5,08; присутствуют Na, K, Ca, Al. Монокл. синг. Простр. гр. $P2_1/a$; a_0 5,41, b_0 14,49, c_0 4,73, β 102,75. Дебаеграмма 7,22—4,40—3,45—2,89—2,66. (—)2V 54°. Ng 1,664, Nm 1,658, Np 1,638. Призматические кристаллы. Сп. совершенная по (001). Неправильные выделения. Цв. красный, розовый. Тв. 5,5. Пл. 3,18. Встречен в пегматитах Витаниэми (Финляндия).

Фейт (faheyite), в другой транскрипции фейгнит, фейхиит. Открыт М. Л. Линдбергом и К. Ж. Мурата (M. L. Lindberg, K. J. Murata, 1952 г.).

$MnFe_2Be_2(PO_4)_4 \cdot 6H_2O$. Хим. состав (%): Na_2O 0,84; BeO 7,26; MnO 5,99; MgO 1,14; Fe_2O_3 21,42; Al_2O_3 0,1; P_2O_5 38,11; H_2O 14,90. Гекс. синг. Простр. гр. $P6_2 22$; a_0 9,43, c_0 16,00. Дебаеграмма 7,28—5,72—3,24—3,09—3,03. Одноосный, положительный. No 1,652, Ne 1,631. Игольчатые кристаллы, волокнистые пучки, розеткоподобные агрегаты. Сп. совершенная параллельно оси C . Цвет белый, голубоватый, коричневый. Тв. 2. Пл. 2,66. Встречен во вторичных пустотах гранитного пегматита Санукай (Бразилия).

Тафеит (taaffeite), в другой транскрипции таафеит, тааффеит. Открыт Б. Андерсоном и др. (B. W. Anderson, C. J. Payne, G. P. Clarinbull, 1951 г.). $MgBeAl_4O_8$. Хим. состав (%): BeO 11,0; MgO 13,4; Al_2O_3 70,0; Fe_2O_3 5,9. Гекс. синг. Простр. гр. $P6_3 22$; a_0 5,72, c_0 18,38. Дебаеграмма 2,61—2,43—2,05—1,48—1,43. (—)2V до 15° . No 1,736—1,720, Np 1,727—1,716, $No-Np$ 0,004—0,009. Образует отдельные идиоморфные кристаллы гексагонального облика и тонкозернистые агрегаты. Цв. белый, зеленоватый, розовый. Бл. стеклянный. Тв. 8. Пл. 3,43. В экзоконтактовой зоне бериллиеносных гранитов в КНР (эпискарновые метасоматиты в доломитах) образует скопления, которые в будущем могут представлять практический интерес.

Перманит (permanite). Открыт Бёрком и Лустенхауером (E. A. Burke, W. J. Lustenhouwer, 1981 г.). $(Be, Zn, Mg)Fe^{2+}Al_4O_8$. Хим. состав (микронд., %): BeO (по разности) 4,9; MgO 1,875; ZnO 5,225; MnO 0,80; FeO 23,30; Al_2O_3 64,40. Триг. синг.: a_0 5,70, c_0 41,16. Одноосный (—). $No=1,79$. Гексагональные таблитчатые кристаллы. Цв. зеленый, бл. стеклянный. Тв. 8—8,5. Плотность 4,07. Обнаружен в альбандовой зоне пегматита Росендаль (Финляндия).

Тапробанит (taprobanite). Открыт Р. Муром (Moore et al, 1981 г.). $BeMg_3Al_8O_{16}$. Хим. состав (микронд., %): BeO (по разности) 3,33; MgO 21,26; FeO (общ.) 1,24; MnO 0,04; Al_2O_3 73,63; Cr_2O_3 0,12; сумма 100,001. Гекс. синг.; простр. гр. $P6_3 mc$; a_0 5,684, c_0 18,332. Одноосный (—). Ne 1,717, No 1,721, $No-Ne$ 0,004. Гексагональный призматический кристалл, цв. ярко-красный. Тв. ~8. Пл. 3,588—3,605. Обнаружен при изучении драгоценных камней (Шри Ланка).

Сведенборгит (svedenborgite). Открыт Аминовым (Aminoff, 1924 г.). $NaBe_3SbO_7$. Хим. состав (%): Na_2O 8,50; BeO 34,72; CaO 0,94; MgO 0,52; Sb_2O_5 54,17. Гекс. синг. Простр. гр. $P6_3 mc$. Одноосный, отрицательный. No 1,772, Ne 1,770. Призматические кристаллы. Цв. желтый. Тв. 8. Обнаружен в кальцитовых прожилках и линзах в скарлах Лонгбана (Швеция) с бромелитом, рихтеритом.

Бехоит (behoite). Открыт Монтойя (Montoya, 1964 г.). Хим. состав (%): BeO 58,15; H_2O 41,85. Ромб. синг.; $P2_1 2_1 2_1$; a_0 4,62; b_0 7,04; c_0 4,74. Дебаеграмма 3,93—3,80—2,94—2,38. Двусосный, отрицательный; (—)2V 84° . Ng 1,540, Nm 1,533, Np 1,524. Цв. белый. Пл. 1,94. Обнаружен в редкоземельных пегматитах (псевдоморфоза по гадолиниту) и в бериллиеносных вулканических туфах.

ГЕОХИМИЯ

Геохимические свойства бериллия в основном определяются малым размером его ионного радиуса, низким координационным числом, относительно высоким потенциалом ионизации второго (валентного) электрона и амфотерностью. Наиболее полно геохимические особенности бериллия описаны в работе [15].

В отличие от редких щелочных металлов и стронция бериллий не имеет петрогенных элементов-лидеров. Из распространенных элементов по размеру ионного радиуса он наиболее близок к кремнию, но сильно проигрывает ему в потен-

циале ионизации (см. табл. 3) и валентности, поэтому замещение бериллием кремния, несмотря на сходство их координационных чисел, энергетически весьма невыгодно и в природных минералах наблюдается очень редко. Еще более затруднен изоморфизм между бериллием и алюминием, поскольку ион последнего гораздо крупнее (см. табл. 3).

Из малораспространенных элементов бериллий обнаруживает черты геохимического сходства с цинком и бором. Цинк в щелочной среде имеет четверную координацию. Первые потенциалы ионизации бериллия и цинка близки (9,23 и 9,31 эВ). Некоторые минералы цинка изоструктурны с минералами бериллия: виллемит—феацит, каламин—бертрандит, цинкит—бромеллит, чкаловит—синтетический цинковый аналог чкаловита. Однако цинк весьма мало распространен в земной коре, обладает отчетливыми халькофильными (сульфурофильными) свойствами и поэтому серьезного влияния на пути миграции бериллия не оказывает. Не увеличивает этого влияния и существование гентгельвина (собственного минерала бериллия и цинка), поскольку связь между этими элементами в данной кристаллической постройке чисто парагенная, и цинк в ней легко заменяется на железо (даналит) и марганец (гельвин), в геохимии и кристаллохимии которых нет ничего общего с бериллием.

Мало влияет на пути миграции бериллия и бор, хотя последний имеет близкий ионный радиус и образует с бериллием несколько боратов (гамбергит, берборит, родицит), а некоторые их минералы изоструктурны: датолит и гердерит, гомилит и гадолинит. Причина малого влияния — небольшая распространенность бора, а главное, — существенная разница в химических и физических свойствах, что наряду с разницей координационных чисел (у бора III) обеспечивает этим элементам заметные различия путей миграции и минерогенеза.

Гораздо большее влияние на поведение бериллия оказывает фтор. Однако это влияние имеет не кристаллохимическую, а чисто химическую природу. Фтор образует с бериллием устойчивые комплексы типа $[\text{BeF}_4]^{2-}$, $[\text{BeF}_3]^{-}$, $[\text{BeF}_2]$, $[\text{BeF}]^{+}$. Фтор — главный экстрактор и переносчик бериллия в магматогенных (особенно гидротермальных) месторождениях. Не случаен постоянный парагенезис в них минералов бериллия с флюоритом.

Очень важную роль в геохимическом поведении бериллия играет его амфотерность, вследствие чего он одинаково легко образует собственные минералы как в существенно кислой среде, выполняя функцию типичного катиона, так и в щелочной среде, где приобретает кислотную функцию заместителя кремния.

Несобственные минералы

Несмотря на высокую чувствительность методов анализа, распределение бериллия в несобственных минералах изучено хуже, чем редких щелочных элементов. Содержания бериллия в несобственных минералах наиболее характерных для него геологических образований следующие: в полевых шпатах и фельдшпатоидах — десятитысячные, редко первые тысячные доли процента, в кварце — на полпорядка меньше; тысячные доли процента обычны для слюд, турмалина, амфиболов, щелочных пироксенов (табл. 69). Показательно, что бериллия в кислых плагиоклазах (включая альбит), как правило, больше чем в калишпатах, в мусковитах и лепидолитах больше, чем в биотитах, а в щелочных амфиболах

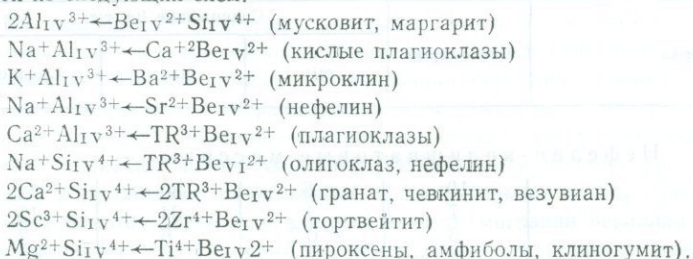
Таблица 69

Распределение бериллия в минералах нефелин-калишпатовых массивов (по В. И. Герасимовскому, К. А. Власову и др.), гранитов (По А. А. Беусу и Л. Л. Петрову) и гранитных пегматитов (по Н. А. Солодову и А. А. Беусу)

Минерал	Число проб	Содержание Be, г/г		
		min	max	Среднее
Нефелин-калишпатовые массивы				
Нефелин	10	6	30	12
Калишпат	7	1	34	15
Альбит	3	<0,2	6	3
Арфведсонит	2	25	30	27
Эгирин	6	3,3	25	15
Содалит	3	2	230	?
Гакманит	3	6	220	?
Анальцим	1	—	—	4,8
Уссингит	1	—	—	<0,2
Граниты				
Плагиоклаз	10	4	10	7
Микроклин	11	1	3	2
Кварц	8	<0,2	1	0,2
Биотит	7	3	15	6
Мусковит	16	15	50	26
Роговая обманка	1	—	—	10
Гранат	1	—	—	3
Гранитные пегматиты				
Арсенопирит	1	—	—	10
Кварц	15	—	—	2
Касситерит	8	—	210	44
Танталит-колумбит	4	1	8	3
Гранат	7	1	22	10
Турмалин	19	3	72	13
Сподумен	14	<1	22	6
Биотит	1	—	—	30
Мусковит	40	11	58	29
Жильбертит	4	3	25	12
Лепидолит	13	9	72	37
Микроклин	54	<1	11	4
Олигоклаз	5	10	36	20
Альбит	31	2	38	9
Поллуцит	5	<1	40	10
Петалит	4	2	3	2
Ортит	4	124	685	300
Трифилин-литнофилит	1	<1	58	19
Пурпурит	1	—	—	12
Сиклерит	2	1	6	4
Амблигонит	7	<1	10	2
Апатит	7	<1	13	4
Монацит	1	—	—	28
Циртолит	2	56	210	138

больше, чем в пироксенах. Наиболее высокие содержания бериллия (сотые и десятые доли процента) установлены в касситерите, циртолите, ортите, везувиане, хрупких слюдах, тортвейтите и гранате.

По А. И. Гинзбургу, вхождение бериллия в алюмосиликаты возможно по одной из следующих схем:



Космос. Земная кора

По А. П. Виноградову (1962 г.), на Солнце на миллион атомов кремния приходится 7,2 атома бериллия, в хондритах — 62 атома (или 3,6 г/т).

По данным многочисленных исследователей среднее содержание бериллия в земной коре изменяется в сравнительно узких пределах (1,5—6 г/т):

Кларк бериллия, г/т	Исследователь	Кларк бериллия, г/т	Исследователь
10	Кларк, Вашингтон (1924 г.)	3,5	А. А. Беус (1956 г.)
1,7	В. М. Гольдшмидт (1932 г.)	4,2	А. П. Виноградов (1956 г.)
4	А. Е. Ферсман (1933—1939 гг.)	2,0	Б. Мейсон (1958 г.)
6	А. П. Виноградов (1949 г.)	3,8	А. П. Виноградов (1962 г.)
2	Санделл (1952 г.)	1,5	А. А. Беус, С. В. Григорян (1975 г.)

Наиболее проработан последний кларк, подсчитанный А. А. Беусом, — 1,5 г/т. По распространенности в земной коре бериллий занимает место после таких редких металлов как цезий и тантал. Однако если учесть, что бериллий имеет небольшую атомную массу, то его распространенность в процентах от числа атомов выше, чем у цезия и тантала.

Магматические породы щелочноземельного ряда

Среднее содержание бериллия в магматических породах щелочноземельного ряда закономерно возрастает от ультраосновных пород к кислым (табл. 70).

Таблица 70

Среднее содержание бериллия (в г/т) в магматических породах

Ультраосновные	Основные	Средние	Кислые	Исследователь
< 0,2	≤ 1	1,6	3,0	Санделл (1952 г.)
< 0,2	0,4	1,8	5,0	А. А. Беус (1956 г.)
0,2	1,0	2,0	3,0	Турекьян, Ведеполь (1961 г.)
0,2	0,4	1,8	5,5	А. П. Виноградов (1962 г.)
0,2	0,4	0,9	3,5	А. А. Беус, С. В. Григорян (1975 г.)

Кислые породы

В гранитах содержание бериллия изменяется от 0,1 до 10п г/т, составляя в среднем 3,5 г/т. От ранних фаз гранитов к поздним содержание бериллия возрастает, что иногда приводит к появлению бериллиеносных гранитов в самой поздней фазе, в которых берилл переоткладывается в тонких трещинах под влиянием постмагматических растворов. По данным В. Н. Коваленко (1977 г.), онгониты содержат 2—53 г/т Ве.

Бериллиеносность гранитов различных провинций неодинакова. Так, например, в лейкогранитах Центрального Французского массива установлено 15—29 г/т бериллия, Рудных гор — 7—11 г/т, в биотитовых гранитах Украины — 3,2 г/т. Особенно велика разница в бериллиеносности гранитов, принадлежащих различным формационным типам или генетическим группам (табл. 71). По данным В. В. Ляховича, граниты габбровой формации содержат 0,9 г/т бериллия, автохтонные — 1,6 г/т, аллохтонные — 5,5 г/т.

Минералы-концентраты бериллия в гранитах — ортит (10л—100л г/т) и мусковит (10л г/т), минерал-носитель — плагиоклаз (6—10 г/т и более). По убыванию содержания бериллия минералы гранитов располагаются следующим образом: ортит, мусковит, амфибол, олигоклаз, биотит, калишпат, кварц (Л. Л. Петров, 1973 г.).

С гранитами связаны месторождения бериллиеносных пегматитов, грейзенов, эпискарновых и слюдисто-флюоритовых метасоматитов. Продуктивность различных гранитов неодинакова. По мнению А. И. Гинзбурга, все месторождения бериллия связаны только с палингенными гранитами. Бериллий в дифференцированных комплексах гранитов отчетливо накапливается в образованиях поздних фаз. При этом месторождения связаны только с теми гранитами, в поздних фазах которых содержание Ве превышает 5 г/т и одновременно накапливается фтор.

Гранитные пегматиты

В гранитных пегматитах (во всех, включая слюдоносные) среднее содержание бериллия в четыре раза (в редкометальных пегматитах промышленных типов — в тридцать раз) больше, чем в гранитах (см. табл. 12).

Распределение бериллия по парагенетическим типам пегматитов весьма неравномерно. Наивысшая его концентрация (среднее содержание ВеО — 0,112 %, в отдельных жилах — до — 0,240 %) установлена в альбитовых пегматитах (см. табл. 13).

По мощности пегматитовых тел распределение бериллия подчиняется строгим закономерностям и в основном обуславливается распределением его главного минерала — берилла. В микроклиновых пегматитах основная масса берилла находится в центральной блоковой зоне, а внутри зоны — по границам блоков кварца и микроклина. В пегматитах данного типа содержание бериллия отчетливо увеличивается от зальбандов к центру жил (точнее, до периферии кварцевого ядра).

По мощности всех зон, расположенных (и образованных) после зоны блокового микроклина I, содержание бериллия к центру жил возрастает, а в единичной зоне мелкозернистого альбита, расположенной до зоны блокового микроклина I, — падает.

Таблица 71

Бериллиеность гранитов различных генетических групп. По Э. И. Иовчевой

Генетическая группа	Структурно-геологическое положение	Состав интрузивных фаз	Содержание Ве, г/т (в скобках число проб)	Характер месторождений
Граниты габбровой формации (поздние дифференциаты габбровой магмы)	Интрузивы геосинклинальных этапов развития подвижных поясов	I. Габбро, габбро-диориты Диориты Гранодиориты, адамеллиты II. Плагιοграниты Лейкократовые граниты Сиениты — граносиениты Лейкократовые граниты	1,4 (15) 2,2 (19) 1,9 (18) 2,3 (4) 2,4 (13) 3,6 (10) 2,2 (9)	Контактово-метасоматические железа, меди Золоторудные Отсутствуют
Граниты анатектические (автохтонные)	Вышлавки гранитов среди мигматитов щитов и древних геосинклинальных прогибов	Поздне- или посторогенные		
Граниты палингенные (аллохтонный) нормального ряда	Области автономной активизации	I. Гранодиориты, адамеллиты, биотитовые граниты II. Лейкократовые граниты, аляскиты	3,2 (68) 5,0 (72)	Редкометалльные пегматиты, грейзены и кварцевожильные месторождения с бериллиевой, оловянно-вольфрамовой и молибденовой минерализацией
Граниты палингенные (аллохтонные) щелочного ряда	Области автономной активизации	Калиевая серия I. Сиениты щелочноземельные II. Граносиениты III. Лейкократовые граниты Калий — натриевая серия* I. Нефелиновые сиениты II. Щелочные сиениты III. Лейкократовые граниты**	4,1 (27) 2,1 (15) 6,3 (45) 2,9 (13) 3,2 (9) 9,0 (9)	Гидротермальные бериллиевые, редкоземельные, полиметаллические

* Никакого отношения к палингенным гранитам эта серия пород не имеет, образуясь из подкорковых магм (Н. С.).

** Щелочные граниты (Н. С.).

Таблица 72

Изменение концентраций BeO (в %) с глубиной в различных бериллоносных зонах сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов

Расстояние от поверхности, м	Зона		
	мелкозернистого альбита	кварц-мусковитовая	кварц-клевеландит-сподуменная
0	0,227	0,147	0,066
20	0,265	0,126	0,061
50	0,250	0,096	0,055
120	0,250	0,050	0,030

По падению бериллосодержащих зон (блоковой кварц-микроклиновой, кварц-мусковитовой, клеветландитовой, кварц-клевеландит-сподуменной) количество бериллия с глубиной уменьшается. Например, в клеветландитовой зоне альбитового пегматита содержание BeO от дневной поверхности до глубины 120 м последовательно уменьшилось от 0,38 до 0,03 %. В зоне мелкозернистого альбита содержание бериллия с глубиной возрастает или остается без изменений (табл. 72).

Щелочные породы

Содержание бериллия в различных группах щелочных пород изменяется от 2 г/т (кимберлиты) и 3,9 г/т (миаскиты) до 18 г/т (агпаитовые нефелиновые сиениты). Для Хибинского массива кларк Be, по данным А. А. Кухаренко (1984 г.) — 5,5 г/т. Среднее содержание для щелочных пород — 7,8 г/т (см. табл. 18). Одна и та же порода в разных формациях содержит неодинаковое количество бериллия (табл. 73). Например, в нефелиновых сиенитах среднее содержание бериллия варьирует от 3 до 10 г/т в зависимости от формационной принадлежности.

Содержание бериллия в различных породах одного и того же массива также изменяется в значительных пределах (табл. 74). Массивы щелочно-габброидной формации содержат бериллия на порядок меньше по сравнению с массивами щелочно-ультраосновной и щелочно-гранитоидной формации. Хотя в последней отдельные массивы иногда содержат столько же бериллия, как и массивы щелочно-габброидной формации.

В нефелиновых сиенитах фемические минералы, и особенно эгирин, богаче бериллием по сравнению с полевыми шпатами и нефелином (табл. 75).

Жильные породы, связанные с щелочными гранитами и нефелиновыми сиенитами, заметно обогащены бериллием по сравнению с материнскими породами (пегматиты — в 10—50 раз). Содержание бериллия в фенитах, наоборот, очень низкое (табл. 76).

Эффузивные породы

Содержание бериллия в эффузивах наиболее исследованных провинций варьирует от десятых долей до первых граммов на тонну, а в онгонитах — до 14 г/т (табл. 77).

Средние содержания бериллия в нефелиновых сиенитах Прибайкалья [22]

Массив	Число проб	Содержание, г/т	
		среднее	от — до
Щелочно-ультраосновная формация			
Нижнесаянский	5	12	7,6—17
Верхнесаянский	7	8,6	3—13
Танга	4	7,6	5,4—12
Жидой	7	5,0	3,5—7,4
Среднее		8,3	5—12
Щелочно-габбродная формация			
Кома	5	3,5	2,9—4,2
Гоуджекит	6	2,5	1,7—2,8
Сайжеконт	3	2,8	<1—5,5
Сайжа	8	2,6	1,2—5,2
Амалат	4	1,2	<0,6—2
Укшихта	3	1,6	1,2—1,8
Верхний Бурульзай	7	2,1	<1—9
Мухал	2	0,8	0,7—0,9
Тажеран	15	0,7	0,6—1,4
Нижний Бурульзай	1	0,5	—
Хушагол	1	0,4	—
Среднее		1,7	0,4—3,5
Щелочно-гранитоидная натриевая			
Боргой	11	13,6	1,1—26
Ципа	37	12,3	4,2—35
Алтан	1	8,9	—
Бамбуйка	8	4,6	2,2—6,6
Капылюши	3	3,7	3,2—4,5
Верхний Улигли	9	2,7	0,9—6,6
Сириникта	9	1,7	<0,8—4,5
Среднее		6,8	1,7—13,6
Щелочно-гранитоидная калий-натриевая			
Тучинский	4	4,8	3,7—6,9
Акитский	4	4,4	1,9—7,2
Среднее		4,6	4,4—4,8
Щелочно-гранитоидная калиевая			
Чина	5	7,6	3,6—11
Сынныр	7	6,3	0,8—11
Среднее		7,0	6,3—7,6

Таблица 74

Среднее содержание бериллия, рубидия и лития в отдельных фазах щелочных комплексов Прибайкалья. По А. А. Коневу (1982 г.)

Массив	Порода	Число проб	Содержание, г/т		
			Be	Rb	Li
Сайжа	Габбро-пироксениты	1	0,6	3	16
	Ййолиты	4	0,6	38	20
	Нефелиновые сиениты	8	2,6	69	19
Амалат	Щелочные граниты	1	7,1	500	437
	Ййолиты	4	1,9	58	10,8
	Нефелиновые сиениты	4	1,2	119	15
Нижний Бу-рульзай	Ййолиты	2	0,6	12	7
	Нефелиновые сиениты	1	0,6	67	21
Иннолокта	Ййолиты	1	2,5	43	42
	Нефелиновые сиениты	3	18	106	31
	Ййолиты	3	1,7	38	6,1
Тажеран	Нефелиновые сиениты	15	0,7	61	4,6
	Габбро	4	1	40	25
	Эссекситы	6	1,8	59	47
Жидой	Нефелиновые сиениты	3	1,6	77	49
	Рудные пироксениты	4	1	—	—
	Ййолиты	4	3,2	14	7
Нижнесаянский	Нефелиновые сиениты	7	5	70	8,2
	Ййолиты	2	14,1	46	5,5
	Нефелиновые сиениты	5	12	102	4,8
Танга	Ййолиты	2	8,7	145	5,8
	Нефелиновые сиениты	4	7,6	163	3,8

Повышенной бериллиеносностью в целом обладают эффузивы Исландии и запада США. Показательно, что здесь известны и промышленные месторождения этого металла.

Судя по эффузивам Исландии, возраст эффузивов не сказывается существенно и однозначно на содержании в них бериллия.

Анализ эффузивов Камчатки и Курильских островов показывают небольшое увеличение содержания бериллия по мере увеличения в породе кремнекислотности. Так, в ряду низкокальцевых базальтов — низкокальцевых липаритов содержание бериллия последовательно увеличивается от 0,48 до 0,6 г/т, а в известково-щелочных разностях того же ряда — от 0,64 до 0,8 г/т, хотя известково-щелочные андезиты и андезито-базальты содержат всего 0,56—0,58 г/т Be. Гораздо более отчетливая и контрастная прямая зависимость наблюдается между содержанием бериллия и щелочностью эффузивов, особенно между содержаниями бериллия и калия (содержание натрия изменяется не так контрастно). В ряду низкокальцевых — известково-щелочных — щелочных разностей базальтов, андезитов и липаритов содержание бериллия возрастает в два-три раза (от 0,5 до 1,4 г/т). Наивысшие содержания отмечаются в комендитах (до 5 г/т) и пантеллеритах (до 60 г/т).

Для вывода кларка бериллия в эффузивах материалов недостаточно, однако, судя по его содержанию в базальтах, которое в среднем видимо будет равно

Таблица 75

Среднее содержание бериллия в минералах из нефелиновых сиенитов Прибайкалья [22]

Минерал	Массив	Число проб	Содержание, г/т	
			среднее	от — до
Гастингсит	Сайжа	2	3,3	3,0—3,5
	Амалат	5	3,7	1,5—7,8
Эгирин-авгит	Сайжа	3	4	2—8
	Тажеран	9	2,6	1—4,4
Эгирин	Жидой	8	5,2	3,5—7,8
	Верхний Бурульзай	2	2,2	0,6—3,7
	Ципа	9	22,7	11—34
	Боргой	13	13,8	5,2—33,7
	Сириникта	3	4,3	2,7—6,7
	Среднее			13,6
Биотит	Верхний Бурульзай	2	2,2	0,6—4,3
	Тажеран	2	1,8	0,6—5,4
	Амалат	4	0,5	0,6—1
	Махал	2	0,35	0,6—0,7
	Сайжа	1	0,6	—
	Среднее			1,1
Нефелин	Ципа	20	4,5	1,6—11
	Боргой	12	6,3	2,3—13,9
	Сириникта	2	0,6	0,6—0,6
	Среднее			3,4

около 1 г/т, эффузивы существенно богаче этим элементом по сравнению с их интрузивными аналогами.

Осадочные породы

Среднее содержание бериллия в осадочных породах впервые основательно было проработано Турекьяном и Ведеполем в 1961 г. и с тех пор их цифры повторяются в таблицах кларков всеми ведущими геохимиками (табл. 78).

Таблица 76

Содержание редких элементов в экзоконтактовых породах фенитового ореола Турьего полуострова

Порода	Содержание, г/т		
	Be	Li	Cs
Апограниты			
Фенитизированные породы	0,4	8	0,1
Фениты	2,7	4,6	0,2
Нефелиновые фениты	0,7	5	0,3
Апопесчаники			
Фенитизированные породы	0,2	36,5	0,1
Фениты	0,4	5,3	сл.
Нефелиновые фениты	0,9	4,3	0,2
Анатектиты	0,5	1,9	0,2

Кларк Be в глинистых сланцах равен 3 г/т, а в известняках и песчаниках составляет десятые доли грамма на тонну. В грунтовых водах содержится 0,0л мкг/л Be. В почвах наблюдается некоторый вынос бериллия, содержание которого в основном наследуется из материнских пород. В золе растений содержание Be обычно ниже кларкового, хотя отдельные их виды содержат его до сотен граммов на тонну и более.

В углях (судя по тысячам проанализированных разными авторами проб) содержится от сотых долей до десятков граммов на тонну, в среднем 3,2 г/т в каменном угле и 1 г/т — в буром. Повышенные содержания характерны для малозольных углей. В золе нефтей содержание Be не превышает нескольких граммов на тонну. В фосфоритах разных месторождений содержание Be варьирует от 2 до 10 г/т.

Содержание Be в бокситах от месторождения к месторождению изменяется от 0,3 до 17 г/т (в среднем 4,3 г/т) и, по данным В. А. Тенякова (см. табл. 78), не зависит от возраста и минерального состава. В бокситах, генетически связанных с основными породами, содержание бериллия примерно в два раза больше, чем в бокситах, тяготеющих к глинистым сланцам. В бокситах геосинклинальных областей содержание Be в 5,6 раза больше, чем в платформенных.

В осадочных железных рудах Карелии А. А. Беус (1961 г.) установил 5 г/т Be, в болотных рудах — 7 г/т и в морских — 10 г/т. По В. М. Григорьеву и Г. С. Момджи (1966 г.) мезо-кайнозойские месторождения железа СССР в 5—10 раз богаче бериллием по сравнению с кларком.

Метаморфические породы

Распределение бериллия в породах прогрессивного регионального метаморфизма и связанного с ним гранитообразования детально изучено А. А. Кремневым [11] по результатам анализа около 1400 проб, отобранных по девяти опорным регионам СССР. Средние содержания Be в метаморфических породах по терригенным песчано-глинистым осадкам из различных зон прогрессивного ме-

Таблица 77

Содержание Ве в эффузивах Исландии (по В. И. Герасимовскому и др.), Дальнего Востока (по Э. И. Пополитову и О. Н. Вольнец), Забайкалья и запада США (по М. И. Кузьмину и В. С. Антипину), Сибирской платформы (по А. И. Альмухамедову)

Порода	Число проб	Содержание Ве, г/т	
		от — до	среднее
Исландия			
Риолиты (Т и О)	11	2,4—12,0	5,8
Риолиты (Q ₁₋₄)	5	3,3—7,4	5,7
Риолит-дациты (Т и Q)	15	4,2—9,6	8,9
Риолит-дациты (Q ₁₋₄)	12	5,2—16,0	9,5
Дациты (Т и Q)	8	7,6—8,8	6,6
Андезит-дациты (Q ₁₋₄)	3	5,2—7,2	5,9
Андезиты (Т и Q)	5	3,8—7,0	6,1
Андезиты (Q ₁₋₄)	3	3,8—4,8	5,9
Андезит-базальты (Т и Q)	10	1,5—6,2	3,9
Андезит-базальты (Q ₁₋₄)	6	2,7—4,6	4,3
Базальты (Т)	32	1,0—5,2	2,2
Базальты (Т и Q)	82	1,0—6,4	2,4
Базальты (Q)	50	1,0—6,4	2,5
Камчатка			
Базальты низкокальциевые	47	—	0,48
известково-щелочные	269	0,58—0,72	0,64
субщелочные	3	—	0,95
щелочные	244	—	1,41
магнезиальные	113	0,72—0,95	0,74
Андезит-базальты низкокальциевые	12	—	0,49
известково-щелочные	52	0,4—0,59	0,58
щелочные	3	—	0,45
Андезиты низкокальциевые	25	—	0,5
известково-щелочные	31	—	0,56
субщелочные	3	—	1,1
Андезит-дациты низкокальциевые	14	—	0,6
известково-щелочные	40	—	0,73
Трахиты	14	—	2,7
Дациты низкокальциевые	16	—	0,6
известково-щелочные	69	—	0,75
субщелочные	3	—	1,3
Кварцевые трахиты	2	—	3,9
Липариты низкокальциевые	31	—	0,6
известково-щелочные	65	—	0,8
субщелочные	1	—	1,2
Комендиты	10	—	8,0
Курильские острова			
Базальты низкокальциевые	11	—	0,4
известково-щелочные	8	—	0,48
субщелочные	72	—	0,85
Андезит-базальты низкокальциевые	8	—	0,42
известково-щелочные	17	—	0,44

Порода	Число проб	Содержание Ве, г/т	
		от — до	среднее
Становой хребет			
Андезиты	19	—	1,7
Юго-Восточное Забайкалье			
Трахиандезиты (латиты)	15	—	3,0
Риодациты	36	—	5,6
Трахиллариты	18	—	2,9
Онгониты	5	2—17	14
Центральное Забайкалье			
Латиты	18	—	2,7
Риолиты	14	—	3,8
Восточное Забайкалье			
Латиты	3	—	3,2
Кайнозойские вулканы запада США			
Латиты	5	—	4,6
Риолиты	5	—	<10
Пантеллериты	1	—	60
Сибирская платформа			
Базальты	219	—	0,98

Таблица 78

Средние содержания Ве (г/т) в осадочных породах

Порода	Ве	Исследователь
Глины	3	Турекьян, Ведеполь (1961 г.)
Песчаники	0,1	"
Карбонатные породы	0,1	"
Глины и сланцы	3	А. П. Виноградов (1962 г.)
Сланцы	3,0	В. В. Щербина и др. (1973 г.)
Песчаники	0,1	"
Известняки	0,1	"
Морская вода	6·10 ⁻⁷	"
Бокситы платформенных областей (среднее по 30 месторождениям)	1,6	В. А. Теняков (1974 г.)
Бокситы геосинклинальных областей (среднее по 18 месторождениям)	8,9	"
Бокситы (среднее по всем месторождениям)	4,3	"
Каменный уголь	3,2	Я. Э. Юдович (1972 г.)
Бурый уголь	1	"

таморфизма шести регионов СССР варьируют в сравнительно узких пределах от 0,4 до 2,4 г/т (табл. 79). Почти всегда наивысшим содержанием из всех зон метаморфизма отличается ставролит-андалузитовая зона, поскольку ставролит в среднем содержит в несколько раз больше бериллия, чем полевые шпаты, гранат и даже слюды (табл. 80). Колебания содержаний Be в одном и том же минерале из разных зон метаморфизма также очень незначительны.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ПРОМЫШЛЕННО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Современная классификация месторождений бериллия приведена в табл. 81. Для сравнения приводим геолого-генетическую классификацию месторождений бериллия А. И. Гинзбурга и Н. П. Заболотной (курсивом выделены названия типов месторождений, генетически связанных с субщелочными гранитами; месторождения остальных типов связаны с гранитами лейкократовыми и повышенной щелочности).

I. Формация берtrandитсодержащих гидротермально измененных вулканических и субвулканических пород (берtrandитовая).

Акроабиссальные, реже гипабиссальные (0,5—1,5 км) низкотемпературные (150—200 °С) гидротермальные образования

1. Тип *кварц-адуляр-берtrandитовый (в эффузивах).*
2. Тип *кварц-берtrandитовый (в эффузивах).*
3. Тип *адуляр-флюорит-берtrandитовый (в известняках).*

II. Формация берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов (флюорит-берtrandит-фенакитовая).

Гипабиссальные (1—2 км), в основном среднетемпературные (200—350 °С) гидротермальные образования

1. Тип *сульфидно-фенакит-берtrandитовый (в дайках гранитов, доломитах).*
2. Тип *флюорит-фенакитовый (в известняках); а) подтип слюдисто-флюорит-фенакитовый; б) подтип слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловый; в) подтип турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовый.*
3. Тип *топаз-флюорит-хризоберилловый (в доломитах и известняках).*
4. Тип *альбит-гематит-фенакит-берtrandитовый (в граносиенитах и щелочных гранитах).*
5. Тип *флюорит-фенакит-берtrandитовый (в известняках и скарнах).*
6. Тип *бриолит-торит-флюорит-фенакитовый (в известняках); а) подтип бриолит-хризоберилл-фенакитовый; б) подтип торит-флюорит-фенакитовый.*
7. Тип *флюорит-лейкофановый (в известняках).*
8. Тип *полевошпат-бавенит-фенакитовый (в эпидот-актинолитовых сланцах).*
9. Тип *полевошпат-фенакитовый (в андезит-базальтах).*

III. Формация берилл-флюорит-слюдистых метасоматитов (флюорит-слюдисто-берилловая).

Среднеглубинные (2—3 км) средне- и высокотемпературные (200—400 °С) гидротермальные образования

1. Тип *мусковит-флюорит-берилловый (в силикатно-известковистых породах).*
2. Тип *биотит-торит-берилловый (в гранодиоритах).*
3. Тип *флюорит-маргарит-берилловый (в серпентинитах и тальковых сланцах).*
4. Тип *биотит-флюорит-фенакит-берилловый (в амфиболитах).*

IV. Формация берилл-молибденит-(касситерит)-вольфрамитовых грейзенов и кварцевожильных образований (молибденит-вольфрамит-берилловая).

А. Подформация гипабиссальная, малоглубинная, среднетемпературная. Малоглубинные, гипабиссальные (1—3 км), средне- и высокотемпературные (200—300 °С) гидротермальные образования

1. Тип *молибденит-вольфрамит-касситерит-берилловый (в гранитах).*
2. Тип *мусковит-кварц-берилловый (в гранитах).*
3. Тип *турмалин-касситерит-берилловый (в кислых алюмосиликатных породах).*

Б. Подформация средних глубин, средне- и высокотемпературная. Среднеглубинные (3—4 км) пневматолито-гидротермальные (250—450 °С) образования.

1. Тип *молибденит-вольфрамит-берилловый (в гранитах и роговиках).*
2. Тип *висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитовый (в гранитах).*
3. Тип *топаз-берилл-вольфрамитовый (грейзеновый в гранитах).*

V. Формация бериллийсодержащих скарнов.

Среднеглубинные (3—4 км) пневматолито-гидротермальные (350—500 °С) образования

1. Тип *магнетит-флюорит-хризоберилловых скарнов (в известняках).*

Таблица 79

Среднее содержание редких элементов в продуктах метаморфизма песчано-глинистых отложений, содержащих 57—67% SiO_2 и менее 3% CaO

Фация	Зона метаморфизма	Число проб	Содержание, г/г		
			Li	Rb	Be
Южно-Чуйский хребет					
Зеленых сланцев Эпидот-амфиболитовая	Серицит-хлоритовая, биотитовая, гранатовая	18	36	91	1,7
	Ставролит-андалузитовая	27	46	106	1,9
	Силлиманит-мусковитовая	22	37	97	2,4
Хребет Хамар-Дабан					
Зеленых сланцев Эпидот-амфиболитовая	Биотитовая	39	63	78	0,4
	Гранатовая	32	109	130	0,8
	Ставролит-андалузитовая	43	81	90	2,0
	Силлиманит-мусковитовая	38	—	—	1,0
Амфиболитовая	Биотит-силлиманитовая	24	82	94	0,9
Воронежский кристаллический массив					
Зеленых сланцев Эпидот-амфиболитовая	Биотитовая	44	56	122	<3
	Ставролит-андалузитовая	20	72	130	<3
	Силлиманит-мусковитовая	28	115	153	<3
Амфиболитовая	Силлиманит-калишпатовая	16	58	109	<3
	Гранат-кордиерит-калишпатовая	6	43	125	<3
Северное Приладожье					
Зеленых сланцев Эпидот-амфиболитовая	Биотитовая	37	59	161	0,6
	Гранатовая	12	51	168	1,0
	Ставролит-андалузитовая	31	57	151	0,7
	Силлиманит-мусковитовая	27	62	129	0,5
Амфиболитовая	Силлиманит-калишпатовая	26	30	81	0,5
	Гранат-кордиерит-калишпатовая	45	29	140	0,5

Фация	Зона метаморфизма	Число проб	Содержание, г/т		
			Li	Rb	Be
Украинский щит					
Зеленых сланцев	Гранатовая	19	32	158	0,7
Эпидот-амфиболитовая	Ставролит-андалузитовая и силлиманит-мусковитовая	37	48	158	0,7
Амфиболитовая	Силлиманит-калишпатовая, гранат-кордиерит-калишпатовая	23	34	193	0,5
Гранулитовая	Гиперстеновая	13	23	156	0,5
Лапландский пояс					
Амфиболитовая	Силлиманит-калишпатовая, гранат-кордиерит-калишпатовая	6	13	82	1,5
Гранулитовая	Гиперстеновая	10	5	67	—

Таблица 80

Содержание лития, рубидия и бериллия в породообразующих минералах метасадочных пород различных зон прогрессивного метаморфизма Воронежского кристаллического массива

Минерал	Зона метаморфизма	Число проб	Содержание, г/т		
			Li	Rb	Be
Плагиоклаз	Ставролит-андалузитовая	2	19	5	1,5
	Силлиманит-мусковитовая	3	16	5	3,3
	Силлиманит-калишпатовая	1	17	50	1,0
	Гранат-кордиерит-калишпатовая	4	13	20	1,3
Мусковит	Ставролит-андалузитовая	10	38	160	2,6
	Силлиманит-мусковитовая	6	73	190	2
Биотит	Ставролит-андалузитовая	6	400	320	1,7
	Силлиманит-мусковитовая	18	280	330	1,8
	Силлиманит-калишпатовая	10	152	290	1,7
	Гранат-кордиерит-калишпатовая	3	43	270	2
Гранат	Ставролит-андалузитовая	3	32	—	1,5
	Силлиманит-мусковитовая	3	24	5	1,5
	Гранат-кордиерит-калишпатовая	2	21	160	1,5
	Силлиманит-калишпатовая	6	20	5	1,5
Ставролит	Ставролит-андалузитовая	4	—	—	8,3

Таблица 81

Рудные формации и промышленно-парагенетические типы месторождений бериллия

Рудные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Практическое значение
	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс. т	
Магматогенные месторождения в связи с кислыми породами				
Редкометалльные гранитные пегматиты				
Микроклиновые с бериллом и колумбитом	BeO	0,005—0,01	0,0 <i>n</i>	Мелкие объекты старательской добычи рудоразборного берилла, иногда колумбита
	Ta ₂ O ₅	0,003—0,007	0,00 <i>n</i>	
	Nb ₂ O ₅	0,007—0,01	0,00 <i>n</i>	
Амазонит-альбит-микроклиновые с бериллом и гадолинитом	BeO	0,1—0,4	0, <i>n</i>	Мелкие месторождения бериллия
Микроклин-альбитовые с танталитом и бериллом	Ta ₂ O ₅	0,013—0,025	0, <i>n</i> — <i>n</i>	Мелкие и средние месторождения тантала, а иногда и рудоразборного берилла
	Nb ₂ O ₅	0,010—0,015	0, <i>n</i> — <i>n</i>	
	BeO	0,04—0,05	0, <i>n</i>	
Сподумен-микроклин-альбитовые с лепидолитом, петалитом, поллуцитом, танталатами, бериллом *	Li ₂ O	0,5—0,9	<i>n</i> —200	Важный источник добычи лития, тантала, берилла, основной источник добычи цезия и рубидия
	Rb ₂ O	0,2—0,5	0, <i>n</i> —10 <i>n</i>	
	Cs ₂ O	0,1—0,6	10 <i>n</i>	
	Ta ₂ O ₅	0,013—0,03	<i>n</i>	
	Nb ₂ O ₅	0,007—0,015	0, <i>n</i>	
Альбитовые с танталитом, бериллом, иногда с касситеритом и сподуменом (или без него) *	BeO	0,04—0,06	0, <i>n</i> — <i>n</i>	Мелкие разрабатываемые месторождения тантала и бериллия, редко сподумена
	Ta ₂ O ₅	0,015—0,025	0, <i>n</i>	
	Nb ₂ O ₅	0,010—0,015	0, <i>n</i>	
	BeO	0,08—0,25	0,0 <i>n</i> — <i>n</i>	
	Li ₂ O	До 1,0	<i>n</i> —20	
Альбит-сподуменные с колумбитом, бериллом, иногда с фергусонитом *	Ta ₂ O ₅	0,004—0,012	<i>n</i>	Основной источник добычи лития с попутным танталом и бериллием
	Nb ₂ O ₅	0,006—0,012	<i>n</i>	
	Li ₂ O	1,1—1,5	100 <i>n</i>	
	BeO	0,03—0,05	2—20	
Редкометалльные эпискарновые метасоматиты				
Флюорит-шпинель-цинвальдитовые с таафеитом, хризобериллом и сянухалинитом	BeO	До 0,3	<i>n</i>	Месторождения бериллия с неясными перспективами
Магнетит-везувияновые с хризобериллом	BeO	0, <i>n</i>	"	То же
Магнетит-флюоритовые с гельвинном	BeO	"	"	"

Рудные формации, парagenетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Практическое значение
	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс. т	
Слюдисто-магнетит-флюоритовые с хризобериллом	BeO	Около 0,1	„	Убогие месторождения бериллия с нетехнологичными рудами
Редкометалльные грейзены				
Олигоклаз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом	BeO Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O	0,1—0,15 0,3—0,5 0,2—0,3 0,03—0,05	n—20 10n 10n n	Разрабатываемые месторождения изумрудов и бериллия с возможным попутным извлечением из флогопита цезия, рубидия и лития
Биотит-альбит-флюоритовые с бериллом	BeO	До 0,1	„	Убогие месторождения бериллия
Кварц-вольфрамит-берилловые жилы	BeO	0,2—0,4	„	Мелкие и средние месторождения бериллия и вольфрама
Кварц-молибденит-вольфрамитовые с бериллом	BeO	0,15—0,3	„	Промышленные месторождения вольфрама, молибдена, висмута с попутным касситеритом и бериллом
Мусковит-альбитовые с бериллом и вольфрамитом	BeO	До 0,03	„	Мелкие бедные месторождения вольфрама и бериллия
Кварц-топаз-мусковит-сульфидно-касситеритовые с бериллом	BeO	0,1—0,4	„	Комплексные месторождения бериллия, олова, меди и цинка с неясными перспективами
Альбитовые с бертрандитом	BeO	До 0,2	„	Мало изученные месторождения бериллия
Редкометалльные слюдисто-флюоритовые метасоматиты				
Кальцит-флюорит-мусковитовые с бериллом	BeO	0,1—0,15	До 30	Бедные месторождения бериллия
Слюдисто-полевошпат-флюоритовые с бериллом и фенацитом	BeO	До 1,0	До 15	Богатые месторождения бериллия среднего масштаба; слабо изученные

Рудные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Практическое значение
	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс. т	
Мусковит-турмалин-флюоритовые с хризобериллом	BeO	0,1—0,2	<i>n</i>	Небольшие бедные месторождения бериллия с неясными перспективами
Мусковит-литнионит-флюоритовые с фенакитом	BeO	0,1—0,2	»	Разрабатываемые месторождения флюорита с возможным получением лития и рубидия из слюдяных хвостов, а также бериллия
	Li ₂ O	0,3—0,4	До 100	
	Rb ₂ O	0,2—0,3	10 <i>n</i>	
	Cs ₂ O	0,015—0,02	<i>n</i>	
Кварц-мусковитовые с бертрандитом и эвклазом (бериллом и бромелитом)	BeO	Около 1,0	До 50	Крупные богатые месторождения бериллия

Магматогенные месторождения
в связи с щелочными породами

Бериллиеносные флюоритовые метасоматиты				
Кварц-флюоритовые с бериллом и фенакитом	BeO	До 1,0	5—15	Мелкие и средние богатые месторождения бериллия
Кварц-альбит-флюоритовые с фенакитом	BeO	0,3—0,5	До 15	Месторождения бериллия слабо изученные
Альбит-микроклин-флюоритовые с бертрандитом и фенакитом	BeO	0,15—0,25	До 25	Убогие слабо изученные месторождения бериллия
Гематит-полевошпат-флюоритовые с лейкофаном, бертрандитом и эвклазом	BeO	0, <i>n</i>	<i>n</i>	Мелкие месторождения бериллия с неясными перспективами
Флюоритовые с фенакитом и бертрандитом в известняках	BeO	0,5—1,5	До 20	Богатые месторождения бериллия среднего масштаба
Кальцит-флюоритовые с бертрандитом в известняках	BeO	Около 0,3	До 2	Небольшие месторождения бериллия
Халцедон-монтмориллонит-флюоритовые с бехоитом и гельбертрандитом в туфах риолитовых порфиритов	BeO	0,5—3,0	До 150	Крупные богатые разрабатываемые месторождения бериллия

Рудные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Практическое значение
	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс. т	
Редкометалльные щелочные метасоматиты вне видимой связи с интрузиями				Богатые месторождения бериллия
Существенно микроклиновые с гентгельвином	BeO	0,1	n	среднего масштаба
Рибекит-микроклин-альбитовые с гентгельвином, фенакитом, бастнезитом, монацитом, цирконом	BeO TR ₂ O ₃ ZrO ₂	0,1 До 0,4 0,1	10n До 100 До 100	Крупные месторождения бериллия в гранитах с попутными цериевыми землями, цирконием и шебнем
Рибекит-эгирин-альбитовые с лейкофаном, бастнезитом, фенакитом и цирконом	BeO ZrO ₂ TR ₂ O ₃	0,3—0,6 1—3 До 0,5	n 10n n	Богатые месторождения бериллия и цериевых земель с попутным цирконием
Редкометалльные щелочные метасоматиты в связи с нефелин-альбит-калишпатовыми (миаскитовыми) массивами				
Флюоритовые жилы с аминовитом и лейкофаном	BeO	0,2—0,4	0,1	Слабо изученные месторождения бериллия
Нефелин-калишпатовые (агпантовые) массивы				
Гакманит-чкаловитовый штокверк в науаитах	BeO	0,1—0,3	10n	Крупные перспективные месторождения бериллия
Редкометалльные фениты				
Арфведсонит-эгирин-альбит-ортоклазовые с барилитом	BeO	0,3—0,5	До 15	Перспективные богатые месторождения бериллия

Рудные формации, парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Обычные содержания и запасы редких металлов (по данным мировой практики)			Практическое значение
	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс. т	
Экзогенные месторождения				
Редкометалльные вулканогенно-осадочные образования				
Монтмориллонитовые глины с бехонитом, гельбертрандитом и сферобертрандитом	BeO	0,3—3,0	10n	Крупные богатые месторождения бериллия
Редкометалльные коры выветривания				
На редкометалльных пегматитах с танталами, танталистым касситеритом и бериллом	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO	0,003—0,01 0,005—0,015 0,005—0,03	0, n " "	Мелкие, но высоко-рентабельные месторождения тантала и бериллия

* Описание типов см. в разделе «Литий».

2. Тип магнетит-флюорит-хризоберилл-гельвиновых скарнов (в доломитах).
3. Тип таафеит-хризоберилл-сянхуалинитовых скарнов (в доломитах).

VI. Формация бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов.

Среднеглубинные (3—4 км), реже глубинные (4—6 км) и малоглубинные (2—3 км) пневматолито-гидротермальные (300—500 °С) образования

1. Тип слюдисто-полевошпат-берилловый (в кислых и повышенной щелочности силикатных породах).
2. Тип слюдисто-полевошпат-гентгельвиновый (в кварц-микроклиновых гранитоподобных породах).
3. Тип полевошпат-гентгельвин-фенакит-бертрандитовый (в эгириновых сyenитах).
4. Тип амфибол-альбит-лейкофановый (в диабазах).

VII. Формация бериллиеносных пегматитов.

Глубинные (4—6 км) пегматитовые высокотемпературные (350—500 °С) образования

1. Тип мусковит-полевошпат-берилловых пегматитов.
2. Тип танталит-берилловых пегматитов.
3. Тип берилл-сподуменовых пегматитов.
4. Тип берилл-сподумен-лепидолитовых пегматитов.
5. Тип гадолинитовых пегматитов.

Разрабатываемые, хорошо изученные и наиболее перспективные парагенетические типы месторождений описаны ниже. Сведения о некоторых слабо изученных типах месторождений бериллия приведены в работах [15, 28].

Редкометалльные гранитные пегматиты

Микроклиновые пегматиты с бериллом и колумбитом

Микроклиновые пегматиты с бериллом и колумбитом встречаются во всех пегматитовых полях мира, однако существенное значение имеют лишь в Бразилии, Аргентине, Боливии, Южной Африке, КНР, Индии и Афганистане.

Пегматитовые тела в основном представлены линзами, изредка встречаются штоко- или жилообразные формы. Длина пегматитовых тел, как правило, невелика — 50—150 м, реже 200 м; мощность обычно 5—15 м.

Вмещающие породы представлены различными осадочно-метаморфическими и интрузивными образованиями, часто амфиболсодержащими.

Микроклиновые пегматиты характеризуются простым минеральным составом; наряду с микроклином и кварцем, в них постоянно присутствуют альбит (до 15 %), мусковит (2—4 %), черный турмалин (1—5 %), гранат (до 1 %), иногда олигоклаз и биотит, а из редкометалльных минералов характерен крупнокристаллический берилл, встречаются колумбит, трифиллин, редко уранинит, ортит и другие минералы.

Внутреннее строение микроклиновых пегматитов отчетливо зонально. Выделяются пять основных зон (от периферии к центру): 1) неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая, 2) графическая кварц-микроклиновая, 3) пегматоидная кварц-микроклиновая, 4) блокового микроклина с бериллом (берилл локализован на границе с внутренней зоной), 5) блокового кварца. Все пять зон одновременно развиты лишь в одиночных пегматитовых телах, обычно же часть зон выпадает. Не менее характерно для внутреннего строения пегматитов объединение двух, а иногда даже трех соседних зон в одну. При выпадении или объединении зон их смена от зальбандов к центру жил не нарушает установленной последовательности, и оставшиеся (или объединенные) зоны сменяют одна другую в том же порядке, как и в случае развития всех пяти зон. Полого- и умереннопадающие пегматитовые тела обычно обладают асимметричным строением.

Практически ценным редкометалльным минералом микроклиновых пегматитов является крупнопризматический берилл зеленовато-голубого цвета размером от 5×2 до 150×50 см. Минерал легко извлекается вручную, что и обеспечивает его практическую ценность. Этот берилл распространен только в блоковой зоне, где всегда приурочен к границе блоков кварца и микроклина или их зон.

Среднее содержание BeO (по данным мирового опыта их разведки) в среднем во всем пегматитовом теле не превышает 0,01 %. Однако обычно разрабатывается лишь блоковая зона, в которой концентрация BeO повышается до 0,05 % (самое низкое содержание бериллия из всех бериллоносных зон любых типов пегматитов). Рентабельность разработки таких тел всецело обязана крупному размеру берилла, извлекаемого вручную. Хотя отдельные жилы обладают запасами, исчисляемыми единицами или десятками тонн BeO , скопления микроклиновых пегматитов, формирующих месторождения, иногда заключают многие сотни тонн BeO . Распределение берилла крайне неравномерно; по падению жил содержание быстро понижается и на глубине 20—50 м обычно становится непромышленным.

Из других практически ценных редкометалльных минералов в микроклиновых пегматитах иногда встречается лишь танталит-колумбит, главным образом в гнездах клевеландита и крупнозернистого альбита, развитых на границе блоков кварца и микроклина. Поскольку эти гнезда в пегматитах описываемого типа имеют небольшое распространение, то и танталит-колумбит для микроклиновых пегматитов в целом нехарактерен, а приобретает практическое значение лишь в корях выветривания и связанных с ними россыпях.

Форма пегматитовых тел амазонит-альбит-микроклиновых пегматитов типично жильная. Длина их колеблется в пределах первых сотен метров, а мощность обычно не превышает нескольких метров.

Жилы обычно слагаются примерно равными количествами трех минералов: кварца, альбита и микроклина-амазонита. Из второстепенных обычны биотит, мусковит, апатит, гранат, шерл, иногда брукит, рутил, ильменит, магнетит, флюорит. В большинстве жил присутствует значительное количество берилла (1—8 %). Однако некоторые жилы сравнительно бедны им. Редкоземельные минералы представлены весьма разнообразно: гадолинит, эвксенит, фергусонит, монацит, ксепотим, самарскит. Но в разных жилах обычно присутствуют не все, а лишь часть из перечисленных редкоземельных минералов. Из других редкометалльных минералов встречаются торит, ортит, гельвин, бавенит, колумбит, ильменорутил, касситерит и др.

Внутреннее строение жил характеризуется заметной дифференциацией. Текстура жил обычно участково-зональная, реже асимметрично-зональная или симметрично-зональная, но всегда неотчетливая. Переходы между зонами постепенные. Различаются следующие структурно-парагенетические комплексы: 1) мелко- и среднезернистый кварц-альбит-амазонитовый с бериллом (иногда вместо амазонита-микроклин); 2) блоковый кварц-микроклин-амазонитовый; 3) кварцевое ядро (редко); 4) аутометасоматический мелкозернистый кварц-альбитовый; 5) кварц-мусковитовый (редко).

В некоторых жилах появляются графические, неяснографические (кварц-микроклиновые) и пегматоидные структуры. Очень редко наблюдается очень своеобразная зона берилл-кварц-альбит-амазонитового состава. Берилл в этой зоне представляет зонообразующий минерал, количество его здесь в среднем составляет не менее 10—15 %, а в отдельных штуфах до 25—30 %. Кристаллы имеют длиннопризматический, иногда слегка конический облик и располагаются перпендикулярно контакту, образуя как бы редкую щетку. Размер кристаллов обычно 5—10 см в длину при 0,5—1,5 см в поперечнике.

Согласно данным опробования среднее содержание редких элементов в наиболее характерных жилах обычно составляет (в %): BeO 0,2—0,6; TR_2O_3 0,02—0,04; Ta_2O_5 0,003—0,010; Nb_2O_5 0,004—0,15; Sn 0,007—0,080. Поскольку попутные компоненты не имеют практического значения, то один берилл в настоящее время не может привлечь внимания горнодобывающей промышленности, даже несмотря на сравнительно высокое содержание его, так как вручную он неизвлекаем, а для механических способов обогащения имеются более перспективные и экономически более выгодные бертрандит-фенакитовые и гентельвиновые руды в новых типах месторождений, связанных с различными метасоматическими образованиями.

Генезис амазонит-альбит-микроклиновых пегматитов остается не совсем ясным. В ряде случаев амазонитсодержащие пегматиты связаны с щелочными гранитами, в других — с нормальными гранитами; иногда материнские породы для амазонит-альбитовых пегматитов не известны.

В целом, выделение данного типа требует дополнительного изучения.

Микроклин-альбитовые пегматиты известны почти во всех полях редкометалльных пегматитов. Наиболее характерные представители их выявлены в Бразилии, Афганистане, Заире и на Мадагаскаре.

Если микроклиновые пегматиты часто почти монополюльно занимают целые, хотя и ограниченные участки пегматитовых полей, то для микроклин-альбитовых пегматитов такие случаи сравнительно редки. Для них характерно нахождение в пределах месторождения совместно с пегматитами смежных типов, т. е. с микроклиновыми и альбитовыми. При этом микроклин-альбитовые пегматиты обычно располагаются на большем удалении от магматического очага, чем микроклиновые.

Для пегматитов описываемого типа, как и предыдущего, более характерно площадное развитие с размещением в двух или нескольких системах трещин скола и разрыва. Нередко совместно с пегматитами альбитового типа они образуют свиты жил. В противоположность микроклиновым пегматитам большинство пегматитовых тел описываемого типа отличается пологими, реже умеренными углами падения.

Микроклин-альбитовые пегматиты обычно представлены линзо- и жиллообразными телами. Длина их, как правило, — сотни метров, мощность — 5—20 м. Наряду с главными минералами — альбитом, микроклином и кварцем, — в жилах постоянно присутствуют мусковит, апатит, гранат, черный турмалин, берилл и танталит-колумбит, а иногда — олигоклаз, биотит, воджинит, стрюверит, ортит, трифилин-литнофилит и циртолит.

Во внутреннем строении микроклин-альбитовых пегматитов установлены следующие зоны от (зальбандов к центру): 1) неравномернозернистая кварц-альбит-микроклиновая с колумбитом, 2) графическая кварц-микроклиновая, 3) мелкозернистого альбита с бериллом и колумбитом; крупнолистоватого мусковита, 4) блокового микроклина I, 5) кварц-мусковитовая с бериллом и танталит-колумбитом, 6) сахаровидного альбита с танталит-колумбитом, 7) кварц-клевеландитовая с бериллом и танталитом, 8) мелкопластинчатого альбита с танталитом и бериллом, 9) чешуйчатого мусковита с танталитом, 10) блокового кварца.

В крутопадающих пегматитовых телах в направлении от зальбандов к центру жил зоны всегда последовательно сменяют одна другую, несмотря на часто наблюдаемое выпадение или объединение смежных зон. Существенно альбитовые и слюдяные зоны обладают таким же закономерным положением, как и существенно микроклиновые.

Из редких элементов практическое значение имеют бериллий и тантал. Единственный бериллиевый минерал, имеющий в пегматитах практическое значение, — берилл, хотя встречаются и другие минералы бериллия. Основная масса берилла представлена сравнительно мелкими призматическими кристаллами размером 1—10 см, редко до 30 см. В зоне мелкозернистого альбита берилл имеет желтоватый цвет (здесь часты «фаршированные» кристаллы), а в кварц-мусковитовой — всегда зеленый. В центральных частях жил, сложенных блоковой кварц-микроклиновой зоной, иногда встречаются и очень крупные кристаллы до 2 м длиной. Химический состав наиболее распространенных ранних генераций берилла характеризуется высоким содержанием BeO и низким содержанием щелочных элементов (см. табл. 68)

Характер распределения бериллия крайне и весьма неравномерный, тантала — неравномерный и весьма неравномерный. По падению пегматитовых тел промышленная минерализация тантала и бериллия прослеживается на глубину многих сотен метров, особенно выдержана она в пологопадающих жилах (см. также с. 74—77).

Редкометалльные эпискарновые метасоматиты

Флюорит-шпинель-циннвальдитовые метасоматиты с таафеитом, хризобериллом и сянхуалинитом

Метасоматиты данного типа встречены в КНР на месторождении Сянхуалинь (Пэн Чжичжунь и др., 1964 г.) в жилах циннвальдита среди скарнов, образованных по доломитам и доломитизированным известнякам на контакте с крупным интрузивом гранитов. Таафеит приурочен к зальбандам жил и ассоциирует с зеленой шпинелью, хризобериллом, флюоритом и кальцитом. Реже он встречается внутри жил в ассоциации с флюоритом, берtrandитом и сянхуалинитом.

Опубликованные сведения для оценки жил недостаточны.

Магнетит-везувиановые метасоматиты с хризобериллом.

Магнетит-флюоритовые метасоматиты с гельвином.

Слюдисто-магнетит-флюоритовые метасоматиты с хризобериллом

Бериллиевая минерализация в зонах альбититов, грейзенов или хлорит-флюоритовых метасоматитов, залегающих среди скарированных пород и собственно скарнов, условно объединяется под названием «эпискарновые метасоматиты». Положение этих образований во времени определяется как послескарновое, но в основном догрейзеновое или близкое с грейзенами.

Промышленные концентрации олова и богатые руды бериллия в эпискарновых (полевошпатовых и грейзеновых) метасоматитах залегают в зонах скарированных пород древних щитов, срединных массивов протерозоя и приподнятых блоков нижних структурных ярусов областей завершённой складчатости фанерозоя. Различные эпискарновые редкометалльные метасоматиты, в том числе и грейзены, развиты как вокруг гранитных интрузий (Аляска, Европа и др.) в их экзоконтакте, так и в крыльях куполовидных структур (брахиантиклиналей) гнейсогранитов кристаллического фундамента платформ.

Эпискарновые метасоматиты представляют собой значительные залежи комплексных руд: железа, меди, цинка, олова, бериллия или молибдена, висмута, вольфрама, бериллия. Особенность этого типа бериллиевого оруденения — тонкие прорастания хризоберилла и бериллийсодержащего везувиана с магнетитом, флюоритом и другими минералами. Руды труднообогатимые, извлечение бериллия низкое.

Выделяются следующие типы метасоматических образований:

- 1) кварц-топазовые альбититы с бериллом (флюоритом, протолитионитом) по аплитовидным гранитам;
- 2) альбититы апогнейсовые с фенакитом;
- 3) грейзены по полевошпатовым породам (апогранитные, апогнейсовые) с бериллом, фенакитом и берtrandитом;
- 4) грейзены и другие метасоматиты по послескарновым метасоматитам (по Л. В. Ганзеевой);

флюорит-магнетит-слюдистые с хризобериллом, даналитом, касситеритом (по полосчатым везувиан-магнетитовым метасоматитам — тактитам),

флюорит-слюдисто-топазовые с бериллом, фенакитом (по полевошпатовым зонам в скарнах),

флюорит-флогопитовые с даналитом (по амфиболлизированным диопсидовым скарнам),

мушкетовит-кварцевые с бертрандитом,

бериллиевая минерализация во флюоритовых метасоматитах по скарнам и в поздних карбонатных обособлениях (даналит и др.).

Метасоматиты образуют тела замещения неправильной формы. Мощность их изменяется от долей метра до метров, залегание крутое. Бериллиевое оруденение прослеживается с перерывами на многие километры.

Альбититы — плотные породы розового и светло-розового цвета с мелкозернистой и среднезернистой основной массой (размер зерен от 0,5 до 1,5 мм). Единичные зерна и полоски флюорита образуют пятнистые, полосчатые (унаследованные от гнейсов) и петельчатые текстуры.

Фенакит встречается в виде четко ограненных призматических или ромбоэдрических кристаллов размером от 0,5 до 4 мм или в виде ксеноморфных зерен размером 0,2—1 мм, а также в виде друз, нарастающих на альбит и флюорит в пустотах. Распределение фенакита в породе весьма неравномерное.

Грейзены (по альбититам) — породы зеленовато-серого цвета, мелкозернистой гранолепидобластовой структуры, массивной или полосчатой текстуры. Основные породообразующие минералы грейзенов — мусковит (50—80 %) и флюорит (10—20 %): Альбит сохраняется лишь как реликтовый минерал, количество его зависит от степени грейзенизации породы.

Бериллиевая минерализация приурочена главным образом к участкам флюоритизации и ослодения пород и представлена бериллом, фенакитом, бертрандитом. Берилл окрашен в светло-зеленый цвет, в мелких осколках почти бесцветный. Образует зерна неправильной формы, реже призматические кристаллы. Размер зерен изменяется от 0,5 до 3 мм. Бертрандит встречается преимущественно в грейзенах, где образует либо самостоятельные мелкие выделения пластинчатой формы размером в 0,1—0,4 мм, либо развивается совместно с мусковитом по альбиту и по трещинам в берилле и фенаките. Акцессорные минералы альбититов и грейзенов однотипны (табл. 82).

Наиболее интересны амфибол-хлорит-флюоритовые метасоматиты с даналитом, образованные за счет пироксенового, гранат-пироксенового и пироксен-везувианового скарна. Порода имеет темную, почти черную окраску и неравномернозернистое строение, текстура массивная. Распределение главных породообразующих минералов (амфибола, хлорита и флюорита) крайне неравномерное, вплоть до появления участков почти мономинеральных разновидностей. Резко подчиненную роль играют диопсид-геденбергит, везувиан и плагноклаз — реликтовые минералы замещенных скарнов. Наиболее распространенный бериллиевый минерал — даналит, в качестве акцессорного встречается бертрандит.

Даналит образует идиоморфные, субидиоморфные тетраэдрические кристаллы или изометрические зерна неправильной формы размером 0,2—3 мм. Минерал имеет розово-красный до буровато-красного цвет, благодаря чему хорошо заметен на темном фоне породы. Крупные зональные кристаллы из карбонатных прожилков достигают размеров более 1 см. Встречаются скопления из нескольких зерен.

Таблица 82

Содержание аксессуарных минералов в эпискарновых метасоматитах (в г/т)

Минерал	Флюоритсодержащий альбитит по гнейсогранитам	Грейзен по флюоритсодержащему альбититу	Амфибол-хлорит флюоритовые метасоматиты
Флюорит	65 820	40 690	56 670—32 750
Шпинель	—	—	888—4 698
Топаз	—	6,3	—
Фенакит	+*	+*	Знаки
Бертрандит	+*	+*	”
Берилл	—	875	—
Даналит-гельвин	—	13,6	1 968—4 698
Шеелит	68,2	73	573—8 015
Касситерит	—	0,04	0—20
Циркон	76,07	48	—
Торит	43,5	49	—
Анатаз	185,7	0,18	—
Рутил	48,0	2,65	—
Гранат	78,4	—	0—388
Апатит	0,06	69,8	0,02—948
Леллингит	—	—	1 229—27 930
Пирит	6,7	3,53	—
Группа кубанита	41,5	27,8	—
Сфалерит	54,5	—	123—0
Халькопирит	3,3	0,7	2 518—1 841
Борнит	—	94	419—9 890
Магнетит	Знаки	—	6 405—36

* При дроблении минералы переизмельчены и перешли в шлам.

Бертрандит образует пластинчатые и призматические кристаллы, бесцветные в тонких осколках и розовато-желтого цвета в агрегатах. Тесно ассоциирует с даналитом и гельвином, является поздним минералом, нарастая на флюорит и гельвин.

Касситерит-хризоберилловое оруденение наблюдается в метасоматитах флюорит-магнетит-слюдистого состава со слабо полосчатой текстурой, содержащих до 40 % магнетита, 20—45 % светлой слюды, 25—35 % флюорита и от 5 до 40 % альбита; в небольших количествах присутствуют апатит, кварц, хлорит, сфалерит и пирит.

Флюорит-магнетит-слюдистые метасоматиты развиваются по пироксен-гранатовым и гранат-везувиановым скарнам, особенно в трещиноватых участках, ранее затронутых полевошпатовым метасоматозом.

Выделяются две разновидности этих метасоматитов: 1) собственно флюорит-магнетит-слюдистые метасоматиты с тонкополосчатой мелкослоистой текстурой, состоящие из примерно равных количеств магнетита, слюды и флюорита (с небольшими отклонениями), слагающие тонкие (до 2 мм), ритмично чередующиеся прослой; 2) флюорит-слюдистые метасоматиты гранолепидобластовой структуры с мелкой рассеянной вкрапленностью магнетита. Эти метасоматиты состоят в основном из слюды (40—60 %) и флюорита (20—40 %), магнетит здесь может присутствовать в количестве до 10 %, а может и совсем отсутствовать.

Минеральный состав метасоматитов ритмично-полосчатой текстуры: магнетит (25—55 %), флюорит (10—25 %), мусковит (25—35 %), хризоберилл и касситерит. Акцессорные — сфен, апатит, сфалерит, шеелит. Кроме того, часто отмечаются реликтовые минералы — шпинель, гранат, везувиан, а также шестоватый и тонкопризматический везувиан более ранних флюоритвезувиановых метасоматитов и минералы более поздней стадии — хлорит, серпентин, кальцит, иногда серицит по плаггиоклазу (если первичная скарновая порода подверглась полевошпатовому метасоматозу).

Отдельные зерна и кристаллы хризоберилла имеют размеры 0,04—0,15 м, а сростки и крупные скопления — 0,1—1 мм (очень редко до 2 мм). Окраска грязно-зеленая до зеленовато-черной.

Месторождения формации эпискарновых метасоматитов (Лост-Ривер, Кемп-Крик, Рапид-Ривер и др.) известны в горно-рудном районе Лост-Ривер (шт. Аляска, США).

Прогнозные и поисково-оценочные факторы

1. Формационный тип материнских гранитов — граниты с литиевыми слюдами (от протолигионита до лигионита) и повышенными содержаниями бериллия, тантала, олова, вольфрама, фтора и редких щелочных элементов.

2. Наличие флюоритизированных карбонатных или переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных пород в надынтризивных зонах массивов материнских гранитов.

3. Флюоритизация (в том числе присутствие флюорита в оловорудных месторождениях данной формации) или наличие оловорудных (часто с вольфрамитом) месторождений касситерит-флюорит-силикатной формации, с которой на флангах ассоциируют бериллиевые месторождения описанных типов.

4. Околорудные изменения: грейзенизация гранитов и риолитов, близкая по времени к скарнированию известняков; флюоритизация, часто с образованием кварц-топазовых грейзенов с касситеритом, вольфрамитом и шеелитом.

5. Структурный контроль: метасоматические рудные тела локализованы вдоль контактов риолитовых даек и известняков в нижнеинтризивной зоне над скрытыми штоками гранитов.

6. Возраст оруденения позднепротерозойский до позднемелового и раннетретичного.

Редкометалльные грейзены

Олигоклаз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом

Олигоклаз-флогопитовые жилы известны в Египте, Южной Африке, Австрии, Индии и других странах. Все известные жилы приурочены к контакту крупных гранитных интрузий и метаморфических толщ сложного состава с останцами серпентинизированных и оталькованных ультраосновных пород (перидотитов, дунитов, пироксенитов). Граниты имеют различный возраст (от архейского до палеозойского) и представлены роговообманковыми, биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми мелко-, средне- и крупнозернистыми порфиroidными и пегматидными фациями. Наиболее распространены биотитовые граниты, которые обычно слагают центральную часть массивов. Во всех случаях граниты сопровожда-

ются обильными пегматитами и пневматолито-гидротермальными образованиями.

Породы метаморфической толщи обычно образуют вытянутую вдоль контакта гранитного интрузива полосу или встречаются в виде останцов в кровле гранитного массива. Мощность такой полосы достигает 6 км, а протяженность — десятков километров. Метаморфическая толща складывается разнообразными сильно рассланцованными породами: серпентинитами, амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, кварцитами, различными сланцами (тальковыми, хлорит-тальковыми, флогопит-тальковыми, роговообманковыми, актинолитовыми, актинолит-биотитовыми, углистыми) и филлитами. По слоистости она интрузируется жильными телами диабазов, долеритов, кварцевых диоритов и гранитных пегматитов.

Изумрудные жилы локализованы только в ультраосновных породах, измененных в серпентиниты, тальковые, актинолит-тальковые и другие сланцы. Среди диоритов, амфиболовых гнейсов, а также в зоне эндоконтакта и внутри интрузива жилы не встречаются, здесь развиты гранитные пегматиты.

Олигоклаз-флогопитовые жилы представляют собой тела мощностью от 0,5 до 6 м. Иногда образуются сложные свиты ветвящихся жил мощностью до десятков метров, прослеживающиеся по простиранию и падению на сотни метров.

Для олигоклаз-флогопитовых жил характерно зональное строение. В центральной части тел обычно находится плагиоклазит, который залегает непосредственно во флогопитовом сланце либо в виде линз, нередко соединенных тонкими проводниками, либо в виде выдержанных линзообразных тел мощностью от 3 до 20 см. В некоторых случаях в центральных участках жил наряду с плагиоклазом присутствуют небольшие линзы темно-серого кварца, размером от нескольких сантиметров до 20 см. В Индии на месторождении Колигаман (В. С. Roy, 1955 г.) центральная часть жильного комплекса сложена типичным пегматитом, линзы которого наблюдаются также в биотитовых и актинолит-тремолитовых сланцах, содержащих изумруд. По обе стороны от плагиоклазитовых тел симметрично располагаются флогопитовая (или биотитовая), актинолитовая, хлоритовая и тальковая зоны. Однако такое идеальное развитие зон наблюдается редко и характерно для одиночных тел, залегающих целиком в ультраосновных породах. Чаще серия этих зон представлена не полностью. Наиболее обычные флогопитовая (биотитовая) и тальковая зоны, остальные или выпадают, или образуют смешанные по составу зоны: флогопит-хлоритовые, флогопит-актинолитовые, актинолит-тальковые, актинолит-тремолитовые, актинолит-биотит-тремолитовые и др. Контакт между одними зонами резкий, между другими — расплывчатый.

Плагиоклазит залегает в центральной части жил и на 75—95 % состоит из плагиоклаза (№ 18—40), преобладает олигоклаз. Встречаются апатит, флюорит, турмалин, корундофиллит, изумруд, берилл и другие минералы.

Флогопитовая (или биотитовая) зона сложена мелкочешуйчатой сланцеватой породой серебристо-коричневого, золотисто-бурого и темно-бурого, реже серовато-зеленого цвета, на 96—97 % состоящей из флогопита. Мощность зоны в различных жилах изменяется от 0,5 до 3 м (иногда до 6 м). При отсутствии плагиоклазита флогопитовая зона занимает центральную часть жил. По простиранию зона прослеживается с некоторыми перерывами на десятки и сотни метров. Чешуйки флогопита обычно ориентированы параллельно простиранию плагиоклазитового тела и как бы обтекают все неровности плагиоклазитовых линз. В качестве второстепенных и аксессуарных минералов встречаются изу-

мруд, берилл, апатит, флюорит, бериллсодержащий маргарит, турмалин, фуксит, актинолит, хлорит, циркон, рутил и другие минералы.

Актинолитовая зона редко бывает непрерывной и обычно представлена линзовидными обособлениями размером от $0,2 \times 0,5$ до $0,3 \times 2,5$ м, локализованными во флогопитовой зоне. Порода имеет тонкоиглольчатое или спутанно-волоконистое строение и серовато-зеленый и светло-зеленый цвет. В линзовидных телах призматические кристаллы актинолита обычно собраны в радиально-лучистые или шестоватые агрегаты. Присутствуют хлорит, флогопит, магнетит, очень редко изумруд, иногда наблюдается тальк.

Хлоритовая зона известна почти во всех жилах. Мощность зоны изменяется от 0,1 до 0,4 м. Хлорит серовато-зеленого цвета относится к прохлориту, реже к корундофиллиту и пеннину. Встречаются фенакит, хризоберилл, александрит, флюорит, сфен и другие минералы.

Тальковая зона развита почти во всех жилах, залегающих в серпентинитах и дунитах. Мощность зоны изменяется от 0,1 до 0,8 м. Граница между серпентинитами и тальковой зоной обычно нерезкая: серпентинит интенсивно оталькован на расстоянии нескольких метров от контакта. Порода, слагающая тальковую зону, мелкочешуйчатая, серовато-белого цвета, сильно рассланцованная. В незначительном количестве содержит хлорит, флогопит, актинолит, доломит и магнетит.

Изумруд, как правило, встречается во флогопитовой (или биотитовой) зоне и на контакте ее с плагиоклазитом, реже — в плагиоклазите и линзах темно-серого кварца, в единичных случаях присутствует в тальке (развивающемся по флогопиту) и в актинолитовой зоне. Кристаллы изумруда призматического облика обычно имеют размер от $1 \times 1 \times 3$ до $1,5 \times 1,5 \times 8$ см, изредка более. В 1956 г. на месторождении Сомерсет (Южная Африка) был найден изумруд размером 14×35 см, считающийся самым крупным в мире (24 000 карат).

Берилл образует отдельные кристаллы размером от $0,5 \times 0,5 \times 1,5$ до $5 \times 6 \times 15$ см, иногда более. Цвет берилла светло-зеленый и голубовато-зеленый. Кристаллы, заключенные во флогопите, имеют более интенсивную зеленую окраску, по сравнению с кристаллами, находящимися в плагиоклазите. Скопления берилла иногда достигают значительных размеров.

Бериллийсодержащий маргарит слагает каемки толщиной до 5 см на контакте плагиоклазитового ядра с флогопитовой зоной или встречается в виде скоплений отдельных кристаллов во флогопитовой зоне. В некоторых месторождениях распространен довольно широко и на его долю приходится до 45 % всего бериллия.

Фенакит, хризоберилл, александрит, бавенит и бертрандит редки.

Ряд месторождений данного типа разрабатывается на берилл, изумрудную зелень и изумруд. Запасы ВеО обычно не превышают 10 тыс. т при сравнительно невысоком содержании (до 0,15 %), но в комплексе с изумрудами месторождения могут обрабатываться вполне рентабельно. Практический интерес также может представить высокое содержание редких щелочных металлов во флогопитовой зоне. Содержание во флогопите Li_2O составляет 0,15—0,35 %, Rb_2O — 0,15—0,25 %, Cs_2O — 0,04—0,06 %; в нем содержится также (в %): Ве 0,002, Ga 0,003, Ge 0,0004, Tl 0,0006—0,0015. Флогопита во флогопитовой зоне содержится до 97 %. Однако в добываемой руде он разубоживается и в рудной массе, поступающей на обогащение, количество флогопита составляет 55—65 %.

По запасам лития, рубидия и цезия эти месторождения небольшие, но поскольку флогопит получается попутно, он может служить готовым сырьем для получения редких металлов.

Кварц-вольфрамит-берилловые жилы и кварц-молибденит-вольфрамитовые грейзены с бериллом

Кварц-вольфрамит-берилловые жилы и собственно кварц-молибденит-вольфрамитовые грейзены с бериллом часто располагаются в пределах одного месторождения и имеют взаимные переходы.

Рудные жилы залегают в олигоклаз-хлорит-кварцевых сланцах и других слабометаморфизованных породах, локализуясь над апикальной частью альбитизированных и грейзенизированных мусковитовых гранитов с аксессуарной минерализацией, характерной для бериллиеносных апогранитов (спессартин, клейофан, берилл, литийсодержащие слюды, флюорит, родохрозит, сидерит и др.), т. е. с марганец-цинк-фтор-литиево-бериллиевой геохимической специализацией.

Граниты апикальной зоны обычно значительно переработаны метасоматическими процессами. Выделяются следующие метасоматические породы (снизу вверх): 1) микроклин-альбитовые апограниты; 2) мусковит-альбит-кварцевые апограниты; 3) мусковит-кварцевые грейзены; 4) кварц-мусковитовые грейзены.

Рудные тела носят черты смешанной грейзеново-жилной (грейзеново-штокверково-жилной) кварц-молибденит-висмутин-вольфрамит-берилловой формации. Выделяются как типичные грейзены (площадная грейзенизация), образованные по апогранитам апикальной части гранитного купола, так и кварцевые жилы с маломощными (до 1,5 см) околожилными слюдными оторочками. Кварц-берилловые рудные жилы располагаются в сланцах над пологим склоном интрузивного купола. В пределах рудных полей развиты многочисленные кварц-берилловые жилы невыдержанного веерообразного расположения. Максимальная протяженность жил на глубину 300 м.

Рудные жилы и линзы протяженностью до нескольких сотен метров имеют резкие четкие контакты, отороченные маломощной мусковитовой корочкой. Наряду с жилами широко развиты штокверково-прожилковые зоны.

В кварц-берилловых жилах выделяются следующие минеральные ассоциации: кварц-вольфрамит-молибденит-берилловая, кварц-берилловая, флюорит-мусковит-кварц-берилловая, топаз-кварц-берилловая. Основной жильный минерал — кварц; второстепенные — мусковит, топаз; рудные — берилл, молибденит, вольфрамит, берtrandит, сфалерит, висмутин. Среди прожилков выделяются кварцевые, топаз-кварцевые, флюорит-мусковит-кварцевые. Кварцево-жилные рудные тела подразделяются на простые, сложенные одним минеральным парагенезисом, и сложные, образованные минеральными агрегатами нескольких парагенезисов.

Образование кварцевых жил происходит одновременно с проявлением процессов альбитизации и ранней грейзенизации (окварцеванием) гранитов, а рудоотложение синхронно с формированием грейзенов. Выполнение жил сопровождается метасоматическими процессами замещения раннего кварца поздним мусковитом, топазом, флюоритом, а также вольфрамитом, бериллом, молибденитом, висмутином и другими минералами.

Околожилные грейзеновые оторочки имеют зональное строение: кварц-флюорит-слюдяные или кварц-топазовые грейзены к периферии сменяются оквар-

цованными и серицитизированными сланцами иногда с биотитизированной внешней зоной.

Рудные минералы (берилл, молибденит, вольфрамит, висмутин) встречаются в виде одиночных кристаллов, кристаллических сростков и шеток, приуроченных к зальбандам жил.

Наблюдается вертикальная зональность в распределении компонентов: при обедненности бериллом верхних частей рудных тел и выдержанности редкометального оруденения в жилах до глубины 300—400 м в целом книзу возрастает роль молибдена и убывает содержание вольфрама и частично висмута.

Мусковит-кварц-берилловый, реже мусковит-гранат-берилловый и мусковит-берtrandитовый грейзены развиваются в эндоконтактовой части выступа алогранитов на глубине до 100 м от контакта. Берилл распределен очень неравномерно и образует гнездовидные скопления размером от нескольких сантиметров до 0,5 м. По химическому составу берилл относится к бесцелочной разновидности. Практическое значение описанных типов месторождений Ве см. в табл. 82.

Биотит-альбит-флюоритовые грейзены с бериллом

При грейзенизации диоритов и гранодиоритов образуются своеобразные породы, обогащенные альбитом и биотитом.

На одном из характерных месторождений рудовмещающие гранодиориты палеозойского возраста сложены олигоклаз-андезином (30—60 %), калишпатом (10—30 %), кварцем (15—20 %), биотитом, часто хлоритизированным (5—10 %) и роговой обманкой (5—10 %). Встречаются диопсид, апатит, монацит, сфен, ильменит, анатаз, рутил и другие минералы.

Гранодиориты подвергнуты интенсивной метасоматической переработке по зоне трещиноватости субмеридионального простирания. Рудная зона имеет свыше 1 км в длину при мощности многие десятки метров. Падение зоны крутое, протяженность на глубину свыше 100 м.

Из полевых шпатов в рудной зоне преобладает альбит, реже ортоклаз и адуляр, а из слюд — биотит, реже мусковит и литиевые разновидности. Широко распространены флюорит, карбонаты, фосфаты, пренит, цеолиты и сульфаты. Встречаются турмалин, ортит, хеттонит, торит, бастнезит, графит и др. Бериллиевые минералы представлены в основном бериллом, в котором сосредоточено свыше 90 % всего бериллия, изредка обнаруживаются фенацит, берtrandит и бавенит. Берилл типично грейзенового типа в виде мелких длиннопризматических кристаллов белого, слегка желтоватого, зеленоватого, реже голубоватого цвета, распределен весьма неравномерно.

Различаются две формы нахождения бериллиевого оруденения: вкрапленное и прожилковое. По порообразующим минералам выделяются следующие типы грейзенов: кварц-слюдяные, полевошпат-слюдяные, флюорит-полевошпат-слюдяные и слюдяные, между которыми наблюдаются постепенные переходы.

Отмечается вертикальная зональность: флюорит-слюдяные и слюдяные грейзены (практически безрудные) приурочены к глубоким горизонтам рудной зоны, выше сменяются оруденелыми и альбит-флюорит-слюдяными грейзенами, а вблизи от поверхности — кварц-полевошпат-слюдяными грейзенами и грейзенизированными гранитами с берилл-карбонатными прожилками.

Подобные месторождения бериллия характеризуются невысоким содержанием металла, хотя и значительными запасами. Могут представлять промышлен-

ный интерес тогда, когда вмещающие гранодиориты будут использоваться в качестве щебня. Бериллиевое оруденение в этом случае легко отсортировывается попутно геофизическими методами по наведенной активности.

Прогнозные и поисково-оценочные факторы

1. Грейзеновые месторождения бериллия встречаются, главным образом, в автономно активизированных зонах областей завершённой складчатости палеозоя и мезозоя, в зонах сопряжения докембрийских и каледонских или каледонских и герцинских структур, на сочленении палеозойских складчатых поясов с молодыми платформами.

2. Большинство грейзеновых месторождений обнаруживает тесную связь с интрузиями преимущественно пермо-триасового, реже мезозойского возраста. Однако олигоклаз-флогопитовые жилы бывают и докембрийского возраста.

3. Рудные поля приурочены к апикальным частям массивов лейкократовых гранитов и к зонам их эндо- и экзоконтактов. При отсутствии прямой пространственной связи с гранитами на поверхности современного эрозионного среза оруденение может быть связано со «слепыми» апофизами рудоносных гранитов.

4. Рудоносные формации гранитоидов представлены обычно многофазными комплексами преимущественно лейкократовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов, жильных гранитов и аплитов. Контактные изменения пород, вмещающих тела «материнских» гранитов, обычно незначительны и проявлены в виде грейзенизации. В эндоконтактных частях интрузивных образований часто развиты пегматоидные оторочки, а в центральных частях и в зонах повышенной проницаемости и трещиноватости интенсивно проявлены послемагматические процессы (микроклинизация, альбитизация, грейзенизация).

5. Для комплексных (Be, W, Mo, Sn, Bi) месторождений грейзено-кварцево-жильных образований, залегающих обычно в гранитоидах или осадочно-метаморфических породах алюмосиликатного состава, характерны рудные тела выполнения трещин и замещения, представленные разнообразными по форме и размерам чаще всего сравнительно небольшими линзами, зонами пространственно сближенных прожилков, штокверковыми образованиями и метасоматическими залежами различной формы.

6. При поисках эффективно использование геохимических и геофизических методов (гравиразведки и бериллометрии).

Установленные различия ореолов всех формационных типов месторождений бериллия позволяют выделять грейзено-кварцевожильный комплекс по элементному составу.

Практическое значение

Месторождения охарактеризованной формации в ряде стран служат источником добычи бериллия (иногда с попутным изумрудом) и редких щелочных металлов. В последние годы, благодаря выявлению бериллиеносных флюоритовых метасоматитов, которые по запасам и содержанию бериллия значительно превосходят грейзеновые месторождения, последние отошли на второй план. Значение циннвальдитовых грейзенов, как источника редких щелочных металлов, всегда было и остается второстепенным. Поэтому в перспективе месторож-

дения данной формации будут иметь промышленное значение главным образом в следующих случаях:

- 1) попутная добыча берилла при разработке комплексных висмут-вольфрам-молибден-бериллиевых месторождений;
- 2) добыча берилла при комплексной переработке изумрудоносных олигоклас-флогопитовых руд с целью получения изумруда, а также редких щелочных металлов и спласта из флогопита;
- 3) получение редких щелочных металлов из циннвальдитовых грейзенов в тех случаях, где отсутствуют другие экономически эффективные типы месторождений этих металлов.

Редкометалльные слюдисто-флюоритовые метасоматиты

Кальцит-флюорит-мусковитовые метасоматиты с бериллом

Одно из характерных месторождений метасоматитов этого типа расположено в пределах геосинклинального пояса и приурочено к экзоконтакту гранитного массива, прорывающего моноклинально залегающую пологопадающую пачку сланцев, песчаников и карбонатных пород. Рудные тела, представляющие собой пологие межпластовые согласные залежи, локализованы в тектонических зонах.

Общая мощность рудоносной зоны достигает десятков метров, протяженность — свыше километра. Рудные тела образуют пологий штокверк. Наиболее широко развиты прожилковые руды, менее — массивные, сплошные и вкрапленные, образовавшиеся при метасоматическом замещении известняков и сланцев. Прожилковые руды преобладают в всياчем боку рудной зоны (в известняках), в лежащем боку развита рудная вкрапленность (в углистых сланцах). В центре залежи располагаются тела массивных сплошных руд.

Руды сложены кварцем, мусковитом, флюоритом (до 30 %, в среднем 6 %), альбитом, апатитом, бериллом, фенакитом и сульфидами. Текстуры руд узловато-полосчатые с чередованием преимущественно мусковитовых и флюоритовых полос или полос, резко различающихся по крупности зерен слагающих их минералов. Отдельные полосы обогащены бериллом или сложены его зернистым почти мономинеральным агрегатом.

Мусковитовые руды беднее бериллом и слагают краевые зоны богатых мусковит-флюоритовых участков, приуроченных к сланцам.

Основной редкометалльный минерал — берилл — в виде гексагонально-призматических кристаллов длиной 0,05—10 мм локализуется в промежутках между породообразующими минералами. В зоне выветривания на месторождении развиты водные фосфаты и арсенаты бериллия, образующиеся при разложении берилла.

Метасоматиты описанного типа образуют значительные месторождения, но содержание бериллия в них невелико. Кроме того, сложная морфология рудных тел и их невыдержанность не позволяют высоко оценивать перспективы подобных объектов.

Слюдисто-полевошпат-флюоритовые метасоматиты с бериллом и фенакитом

Месторождение расположено в пределах протерозойского эпиплатформенного орогенного пояса, претерпевшего активизацию в палеозое. Район сложен

амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотитовыми сланцами и известняками позднепротерозойского возраста, прорванными раннепалеозойским комплексом габбро, диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Комплекс основных и средних пород сечется жилами аплитов, тонкозернистых и пегматоидных гранитов, широко распространенных на площади самого месторождения.

Рудные тела имеют форму линзообразных залежей длиной до нескольких сотен метров и мощностью до многих десятков метров и характеризуются умеренными углами падения. Они представляют собой зоны дробления; обломки представлены амфиболовыми и биотитовыми сланцами, а также плагиогранитами. Цемент брекчии имеет мелкозернистую структуру и сложный минеральный состав: флюорит (от нескольких процентов до 30 %, местами до 90 %), микроклин, альбит (редко олигоклаз), мусковит, литневые слюды, биотит, кальцит; в подчиненном количестве присутствует кварц. Второстепенные минералы — пирит, халькопирит, молибденит, иногда галенит, сфалерит, козалит. Бериллиевые минералы представлены примерно поровну фенакитом и бериллом, встречен бавенит.

Фенакит образует главным образом относительно крупные прозрачные бесцветные или вишнево-желтые кристаллы размером до 3 см или плохо раскристаллизованные выделения молочно-белого цвета размером до нескольких миллиметров (редко до первых сантиметров). Берилл представлен длиннопризматическими кристаллами голубого цвета длиной до нескольких сантиметров либо скоплениями мелких зерен желтого, реже зеленоватого цвета. Берилл и фенакит почти всегда встречаются совместно, а из пороодообразующих минералов ассоциируют с альбитом, микроклином, слюдами, флюоритом или с флюоритом и кальцитом.

Распределение в рудах содержания BeO крайне неравномерное. Масштабы оруденения могут быть значительными.

Мусковит-турмалин-флюоритовые метасоматиты с хризобериллом. Мусковит-литнионит-флюоритовые метасоматиты с фенакитом

Метасоматиты данных типов известны в США (Аляска, Нью-Мексико), КНР, Норвегии и Аргентине. На одном из месторождений оба типа совмещены. Генетически метасоматиты связаны с аляскитовыми гранитами. По мере удаления от материнских аляскитовых гранитов наблюдается отчетливая зональность: ниобиево-танталовая минерализация сменяется бериллиевой, оловянно-бериллиевой и полиметаллической.

Флюоритизированные бериллиеносные зоны приурочены к известнякам экзоконтакта штокообразного интрузива. Рудные тела образуют метасоматические трубообразные, линзообразные тела, пластовые и сложной конфигурации с апофизами. Глубина распространения промышленных руд 300—350 м. Главная рудная залежь окружена широким (50—100 м) ореолом флюоритизированных известняков.

В технологическом отношении (по содержанию кальцита или величине кальцитового модуля) руды делятся на силикатно-флюоритовые (слюдисто-флюорит-фенакитовые), слагающие верхние горизонты месторождения, и труднообогатимые карбонатно-флюоритовые (кальцит-слюдисто-фенакитовые) с содержанием кальцита 7—15 %, которые слагают его нижние горизонты и приконтактные части на верхних горизонтах.

Слюдисто-флюоритовые руды имеют сложный минеральный состав. Главные минералы — флюорит (50—75 %) и слюды (20—40 %), представленные мусковитом, циннвальдитом, протолиитионитом, в отдельных случаях широко развит топаз (до 30 %). Местами в рудах содержатся (до долей процента) турмалин, фенакит и хризоберилл; встречаются селенит, графит, скаполит, биотит, берилл, эвклаз, корунд, арсенопирит, сфалерит, криолит, очень редко берtrandит, гердерит и др.

Фенакит — основной бериллневый минерал мусковит-лиитионит-флюоритовых руд — присутствует в виде вкрапленности призматических кристаллов (0,02—0,4 мм) и радиально-лучистых сростков. Хризоберилл распространен в слюдисто-эфеситовых и эфесит-флюоритовых прожилках среди полосчатых слюдисто-флюоритовых руд, но наиболее част в мусковит-турмалин-флюоритовых рудах, где образует мелкозернистые агрегаты мелких (до 0,1 мм) зерен.

Распределение бериллия неравномерное. Содержание в рудах невысокое. Основными концентраторами редких щелочных элементов служат мусковит, хрупкие слюды типа эфесита, циннвальдит и протолитионит. Слюды образуют таблички и чешуйки, а также разнообразные радиально-лучистые выделения — розетки, метелки, сферокристаллы. Размер кристаллических выделений в метасоматитах — сотые и десятые доли миллиметра, а в прожилках до 2 мм. Из слюд наиболее распространен литийсодержащий мусковит.

Хрупкие слюды (эфесит) особенно характерны для мелкокристаллических руд тонкополосчато-фестончатой текстуры. По внешнему виду и формам выделения хрупкие слюды аналогичны мусковитам и различаются только по оптическим свойствам (более высокому показателю преломления).

На месторождениях описываемого типа в получаемом после извлечения флюорита слюдистом продукте содержится: Li_2O около 1 %, Rb_2O около 0,5 %, Cs_2O около 0,02 %. Практическое значение см. в табл. 82.

Кварц-мусковитовые метасоматиты с берtrandитом и эвклазом (бериллом и броммелитом)

Характерные месторождения метасоматитов данного типа расположены в пределах горно-рудного района Лейк-Джордж (шт. Колорадо, США), приуроченного к активизированному участку Северо-Американской платформы вдоль области сопряжения со складчатой системой Кордильер.

Бериллиевые месторождения образуют линейно вытянутую зону — редкометалльный пояс, в котором локализованы месторождения редкометалльных (Be, Li, Sn, Ta, Nb, Rb, Cs) пегматитов (Блэк-Хиллс, Южная Дакота), кварц-мусковитовых метасоматитов (Баджер-Флетс), эпитермальных апоэффузивных (Томас Рейндж) и кальцит-флюоритовых метасоматитов с берtrandитом (Агуачиле, Куэтра-Пальмас). Возраст месторождений варьирует от докембрия до плиоцена.

Месторождения кварц-мусковитовых метасоматитов располагаются вдоль западного и южного контактов гранитного батолита Пайкс-Пик (возраст 1000 млн. лет), прорывающего докембрийские кварц-биотитовые дюрито-гнейсы и ортогнейсы (возраст 1730 млн. лет).

Одно из месторождений берtrandитсодержащих кварц-мусковитовых метасоматитов связано со штоком Редскин в южной части батолита Пайкс-Пик (куполы Бумер и Чайна-Волл). Центральная часть батолита сложена тонкозернистыми аплитовидными гранитами, которые сменяются к периферии крупнозер-

нистыми порфиroidными, переходящими в гранулитовые эндоконтактные фации. Граниты, обогащенные Be, Li, Rb, Sn и F, сложены микроклином, микроклин-пертитом, кварцем, альбитом, мусковитом, редко биотитом.

Бериллиевые руды приурочены к аплитовидным гранитам. По составу различают кварц-мусковитовые метасоматиты с бериллом и с берtrandитом, бериллом, эвклазом; в последних иногда присутствует броммелит. Почти во всех метасоматитах содержатся флюорит и топаз, отмечаются молибденит, вольфрамит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и арсенопирит.

Берtrandитсодержащая разновидность кварц-мусковитовых метасоматитов отличается большим содержанием флюорита и резким преобладанием берtrandита среди бериллиевых минералов. Берtrandит присутствует в виде равномерного распределенных кристаллических агрегатов и зерен.

На руднике Бумер обогащенные бериллием метасоматические зоны располагаются как в пределах гранитов, так и в метаморфических породах экзоконтакта. Ширина зоны (в пределах бериллиеносной площади) 4,5 км (0,9 км сложено метасоматитами, а остальная часть — интенсивно флюоритизированной породой). Прямой связи оруденения с тектоническими нарушениями не установлено. Рудные тела имеют жиллообразную и неправильную форму.

Запасы берилл-эвклаз-берtrandитовых руд только в сфере действия рудников Бумер и Редскин оцениваются в 3 млн. т. Запасы BeO в целом по месторождению составляют 30—50 тыс. т, при содержании BeO от десятых долей до 4 % (в среднем около 1 %).

Бериллиеносные флюоритовые метасоматиты

Флюоритовые метасоматиты с фенакитом и берtrandитом в известняках

Одно из месторождений данного типа расположено в северном борту грабена, выполненного мезозойскими континентальными отложениями. Грабен приурочен к протерозойскому останцу осадочно-метаморфических формаций, залегающему среди различных гранитондов от мезозойского до позднепротерозойского возраста. Останец сложен (снизу вверх) доломитами и рудовмещающими известняками и сланцами, перекрытыми песчаниками, переслаивающимися со сланцево-карбонатными породами небольшой мощности.

Карбонатно-сланцевая рудовмещающая зона слагает мелкую брахисинклинальную складку, осложненную телом скаполитизированных габбро-диоритов и малой интрузией аляскитов с апофизами и системой дорудных даек гранитондов различного состава и возраста. Фтор-бериллиевое оруденение в основном локализовано в южном и северном крыльях складки. Размещение рудных тел в экзоконтакте апикальной части аляскитовых гранитов и обогащение интрузии фтором (до 0,3 %) и бериллием (до 0,003 %) позволяют считать эти граниты материнскими.

Рудные тела залегают согласно по отношению к карбонатно-сланцевым пачкам. Форма рудных тел неправильная и линзообразная, мощность местами достигает первых десятков, а протяженность по падению и простиранию — первых сотен метров.

Различный состав вмещающих пород, возможно, обусловил в строении рудных тел чередование массивных руд с вкрапленно-прожилковыми. Центральная

и верхняя части тел чаще массивные, периферическая — вкрапленно-прожилкового сложения.

По минеральному составу выделяются следующие типы руд:

1) массивные флюорит-берtrandит-фенакитовые с микроклином, кальцитом (до 30 %), кварцем и пиритом;

2) флюорит-фенакитовые с микроклином и пиритом; радиально-лучистые сферолиты фенакита образуют очковую текстуру;

3) сульфидно-флюорит-бериллиевые и слюдисто-флюорит-бериллиевые со сфалеритом и галенитом (до 20 %); этот тип руд незначительно распространен;

4) фенакитовые, фенакит-мелинофановые и гельвин-мелинофановые вкрапленные прожилковые руды; развиты на флангах массивных руд, в скарнах, в известняках с флюоритом (до 10 %), кальцитом, альбитом, кварцем, а также в микроклинитах, альбититах и гранитоидах (фенакит, местами берtrandит).

Зональное распределение бериллиевого оруденения выражено в обогащении берtrandитом верхних горизонтов месторождения и фенакитом — нижних. Содержание BeO в рудах местами достигает нескольких процентов.

Кальцит-флюоритовые метасоматиты с берtrandитом в известняках

Характерный пример метасоматитов этого типа — месторождение Агуачиле в Мексике. Месторождение расположено в области молодого третичного вулканизма в юго-восточной части флюоритового района дель Кармен-Пико Итерло — крупного синклиория, сформировавшегося в ларамийскую (позднекимерийскую) фазу складчатости. Район месторождения приурочен к краевой активизированной части Северо-Американской платформы, расчлененной в области ее сопряжения со складчатой системой Кордильер глыбовыми дислокациями на отдельные тектонические блоки. Формирование редкометалльных месторождений связано с мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизацией платформенных структур вдоль тектонических швов и древних ослабленных зон, ограничивающих горстовые выступы докембрийских пород фундамента. В районе месторождения широко проявились в позднемеловое и продолжались в третичное (миоцен-плиоцен) время глыбовые и разрывные дислокации и интенсивный вулканизм; характерно обилие субвулканических тел.

Месторождение приурочено к куполообразной антиклинальной структуре, частично входящей в синклиорий, сложенный известняками. Центральная часть антиклинали кольцеобразно опущена по серии сбросов (диаметр основания тектонической депрессии 1,5—2,5 км), а края окаймлены кольцевой дайкой риолитовых порфиров. Внедрение дайки сопровождалось брекчированием известняков, к зоне которого и приурочено оруденение. В центре купола локализовано более молодое неколкоподобное тело кварцевых микросиенитов, возможно, не жерлового, а метасоматического происхождения.

Риолиты и риолитовые порфиры состоят из афанитовой основной массы (95 %) с фенокристаллами полевого шпата, реже кварца; присутствуют натриевый плагиоклаз, магнетит, гематит. Щелочной кварцевый микросиенит-порфир центрального некка с фенокристаллами санидина (10 %) состоит из калишпата 76 %, кварца 7 %, рибекита 7 %, железистого хлорита 8 % и магнетита 2 %; по составу микросиенит-порфир напоминает метасоматиты.

Обогащенные бериллием участки установлены в интенсивно флюоритизированных брекчированных известняках в пределах узкой зоны вдоль внутреннего

края кольцевой дайки. Зона брекчированных известняков с многочисленными небольшими разобщенными флюоритовыми телами, обогащенными бериллием, прослеживается на протяжении 660—700 м до глубины 120 м при максимальной мощности 60 м. Помимо флюорита, в рудных зонах отмечаются незамещенные блоки известняка (35 %) и апофизы даек риолитовых порфиров (5 %).

Минеральный состав руд: флюорит (80 %), кальцит (15 %), кварц, адуляр (типоморфный минерал), берtrandит, каолинит, гематит, литийсодержащий серицит и арагонит. Единственный бериллиевый минерал берtrandит образует вкрапленность во флюорите и прожилковые выделения, а также выполняет мельчайшие пустоты в известняках. Берtrandит тесно ассоциирует с адуляром, каолинитом и литийсодержащим серицитом. Минеральный парагенезис отвечает близповерхностным условиям низких температур и давлений. О том же свидетельствует генетическая связь месторождения с дайками риолитовых порфиров. За счет присутствия гематита цвет руды красноватый.

Средний химический состав руды: CaF_2 81,6 %, CaCO_3 12 %, SiO_2 5 %, BeO 0,3 %. Содержание окиси бериллия в руде изменяется от сотых долей процента до 6 % и более (в среднем 0,3 %). Наиболее высокие концентрации бериллия характерны для флюоритовых руд в самом экзоконтакте кольцевой дайки риолит-порфиров и для руд, расположенных непосредственно над апофизами риолитов, пронизывающих рудные тела. Запасы BeO оцениваются в 3 тыс. т. В целом месторождение можно рассматривать как мелкий по запасам окиси бериллия флюоритовый объект с легкообогатимыми рудами.

Халцедон-монтмориллонит-флюоритовые метасоматиты с бехоитом и гельберtrandитом в туфах риолитовых порфиров

Наиболее характерный представитель метасоматитов этого типа — месторождение Спор-Маунтин (шт. Юта, США).

Район месторождения приурочен к краевым частям стабилизированных структур в пределах молодой активизированной зоны Северо-Американской платформы. Возвышенность Спор-Маунтин (западная часть хр. Томас) сложена палеозойскими осадочными отложениями мощностью 1200—3900 м. Наиболее широко распространены доломиты силура; вблизи бериллиеносных туфов преобладают доломиты и известняки девонского возраста. Толща палеозойских осадочных отложений перекрыта вулканогенными породами третичного возраста — лавами, туфолавами, туфами, брекчиями и небольшими субвулканическими интрузивными телами, варьирующими по составу от авгит-энстатитового ридзита до риолита. Среди риолитов и их туфов преобладают миоценовые и плиоценовые.

Бериллиеносные руды локализуются в гидротермально измененных туфах риолитовых порфиров плиоцена, исключительно редко в доломитах, непосредственно контактирующих с туфами. При этом промышленные берtrandитовые руды размещаются среди перетолженных водными потоками и содержащих обломки подстилающих карбонатных пород измененных пепловых туфов в верхней части вулканической толщи. Высокая пористость и проницаемость пепловых туфов служат, по-видимому, основной причиной локализации в них промышленных руд бериллия.

Минерализованные зоны представляют собою серию крупных залежей, близких по типу к межпластовым, которые вытянуты по простиранию на сотни и тысячи метров и состоят из отдельных плитообразных тел, залегающих почти согласно с вмещающими туфами (секущие слои контакты наблюдаются редко). Наиболее крупные и выдержанные участки с промышленным содержанием бериллия достигают по протяженности 4 км, по падению прослеживаются на 1—2 км при мощности до 15 м и выше.

Месторождения берtrandитсодержащих измененных эффузивов относятся к категории уникальных с запасами, исчисляемыми многими миллионами тонн руды, содержащей не менее 0,5 BeO.

Руды содержат значительные количества лития и цинка, а также повышенные концентрации цезия.

Прогнозные и поисково-оценочные факторы

1. Месторождения размещены в зонах сопряжения геосинклинальных областей мезо-кайнозоя и древних платформ, в зонах сочленения активизированных периферических частей срединных массивов позднего рифея и палеозоя со структурами молодых складчатых поясов верхнего фанерозоя и во всех случаях приурочены к областям тектоно-магматической активизации древних структур. Чаще всего месторождения локализованы в пределах краевых тектонически ослабленных и раздробленных частей срединных массивов или платформ, где контролируются разрывными структурами различных порядков, сопряженными с контурными глубинными магмоконтролирующими и межглыбовыми разломами, а также с разломами бортовых частей грабенов и локальных межгорных впадин. Рудоносные зоны иногда маркируются полосами отрицательных остаточных аномалий силы тяжести. Рудные узлы пространственно приурочены к площадям пересечения разновозрастных дизъюнктивов различных направлений.

2. Наиболее крупные и богатые месторождения метасоматитов сформированы в киммерийскую и альпийскую металлогеническую эпохи, хотя известны проявления протерозойского и каледонского возраста.

Все крупные месторождения выявлены только в северном полушарии и распространены лишь в пределах пояса Тетис (в понимании Н. П. Хераскова, 1963 г.) и его эпиплатформенно-орогенного обрамления.

Практическое значение

Хотя за рубежом большая часть бериллия все еще извлекается из берилла, добываемого при разработке гранитных пегматитов или грейзеновых месторождений, нет сомнения, что в будущем бериллиеносные флюоритовые и слюдисто-флюоритовые метасоматиты займут ведущее положение в добыче бериллия, так как обладают рядом очевидных преимуществ. Во-первых, месторождения метасоматитов (особенно первой формации) во много раз, а то и на порядок крупнее и богаче пегматитовых и грейзеновых месторождений. Во-вторых, содержание BeO в главных минералах бериллия из месторождений метасоматитов в 3—5 раз больше, чем в берилле. В-третьих, мировые пегматитовые и грейзеновые месторождения берилла разрабатываются давно и их запасы истощаются, тогда как в мире ежегодно выявляются все новые объекты метасоматитов с берtrandитом, фенацитом и бехонитом.

Редкометалльные щелочные метасоматиты вне видимой связи с интрузиями

Существенно микроклиновые метасоматиты с гентгельвином

Метасоматиты этого типа, по Л. Б. Зубкову, Л. С. Галецкому и С. В. Металлиди [16], расположены на окраинах древних щитов и приурочены к региональным зонам глубинных разломов, прослеживающимся на сотни километров при ширине 1—10 км. Один из характерных районов проявления метасоматитов данного типа сложен интрузивными породами разнообразного состава (от габбро, диоритов и их гибридных разновидностей до среднезернистых порфиридных гранитов и метасоматических щелочных гранитоподобных пород), а также эффузивной серией фельзитовых и дацитовых порфиров и диабазов. Возраст пород варьирует от 1250 до 1500 млн. лет, редко до 1850 млн. лет.

Пространственно и парагенетически рудные метасоматиты связаны с комплексом щелочных гранитоподобных пород, по составу отвечающих существенно микроклиновым гранитам, реже амфибол-биотитовым сциенитам, сформированным в процессе преобразования кислых эффузивов, гнейсов, мигматитов и различных гранитоидов под влиянием глубокого щелочного метасоматоза во временном интервале 1000—1200 млн. лет. Возраст рудных метасоматитов 850—1000 млн. лет (В. Шацкая, 1975 г.).

Окраска щелочных гранитоподобных пород буровато-розовая, структура средне-неравнозернистая, редко порфиридная, текстура характерная гнейсовидная. Наряду с резко преобладающим микроклин-пертитом, в них постоянно в небольшом количестве (первые проценты) присутствуют альбит, решетчатый микроклин, биотит-сидерофиллит, а в качестве аксессуарных — практически весь набор минералов, характерных для рудных метасоматитов.

Рудные тела группируются в рудоносные зоны протяженностью от сотен метров до нескольких километров при мощности в десятки метров. На глубину зоны прослеживаются на первые сотни метров. Число рудных тел в зонах изменяется от единиц до нескольких десятков; расположение их в зонах кулисообразное, реже цепочечное. Форма тел неправильная: от грушевидной и линзовидной до типично жильной с раздувами, пережимами и ветвлением.

Рудные тела слагаются несколькими парагенетическими типами метасоматитов, в разной степени минерализованных, в пространственном размещении которых наблюдается зональность. В экзоконтакте тел рудных метасоматитов развита зона околорудных измененных гранитоподобных пород мощностью 5—30 м с характерными новообразованиями зерен голубого кварца размером 2—4 мм. Породы с голубым кварцем имеют массивную текстуру и сложены главным образом микроклин-пертитом (50—75 %) и кварцем (15—40 %) при резко подчиненном количестве (1—5 %) альбита, решетчатого микроклина без пертитовых вростков, биотита-сидерофиллита. Встречаются мусковит, хлорит, циртолит, малакон, колумбит, касситерит, фенакит, флюорит, топаз, магнетит, гематит, молибденит и другие минералы.

Собственно рудные тела в верхних частях слагаются существенно микроклиновыми метасоматитами, которые с глубиной подвергаются ослоденению и превращаются в кварц-слюдистые метасоматиты с разнообразными промежуточными переходами через кварц-слюдисто-микроклиновые разности. Наряду с этими метасоматитами, встречаются и другие метасоматические и жильные обра-

зования: альбититы, кварц-микроклин-пертитовые с альбитом, кварц-слюдистые, кварц-гентгельвин-виллемитовые, пегматондные кварц-микроклин-амазонитовые и микроклин-амазонитовые жилы, кварц-гельвиновые прожилки и др.

Наиболее распространены существенно микроклиновые метасоматиты, представляющие собой массивные среднезернистые метасоматические образования от буровато-розового до коричневатого-красного цвета. Наряду с микроклин-пертитом (до 95 %), в них присутствуют в переменных количествах альбит (от нескольких до 15 % и более), поздний решетчатый микроклин (до 10 %), кварц (до нескольких процентов), редко сидерофиллит и мусковит. На участках альбитизации количество альбита возрастает до 60 %, а при ослюдении увеличивается содержание кварца, сидерофиллита и ферримусковита. Среди аксессуарных наиболее характерны касситерит, колумбит, магнетит, флюорит, криолит, галенит, бастнезит, малакон и циркон. Главный минерал бериллия — гентгельвин, редко встречается фенакит, в знаковых количествах присутствует гадолинит. На гентгельвин приходится от 91 до 97 % всего бериллия, заключенного в существенно микроклиновых метасоматитах, на фенакит — от 2,5 % (нижние горизонты) до 9 % (верхние). Во всех метасоматитах верхние части относительно обогащены фенакитом, а нижние — гентгельвином. Гентгельвин образует четыре генерации, из которых наиболее распространена первая, представленная тетраэдрическими кристаллами светло-коричневого цвета размером 0,1—1,0 мм. Гентгельвин обычно содержит около 12 % BeO и 42—46 % ZnO . Содержание гентгельвина в рудных метасоматитах варьирует от десятых долей до 20 %. Распределение весьма неравномерное. Учитывая значительные масштабы отдельных месторождений этого типа, возможно предположить, что существенно микроклиновые метасоматиты в экономически освоенных регионах могут представить практический интерес.

Рибекит-микроклин-альбитовые метасоматиты с гентгельвином, фенакитом, бастнезитом, монацитом, цирконом. Рибекит-эгирин-альбитовые метасоматиты с лейкофаном, бастнезитом, фенакитом и цирконом

Площадь развития метасоматитов данных типов расположена на склоне выступа кристаллического фундамента древней платформы. В состав кристаллического фундамента склона входят архейско-протерозойские мигматиты, суперкрупная толща сланцев, граниты, гранодиориты, диориты, дайки оливковых диабазов, осадочные и эффузивные толщи. Поверхность склона осложнена узким клиновидным горстом широтного простирания. Кристаллические породы горста перекрыты осадочными кайнозойскими отложениями мощностью 15—50 м и более. Центральная и восточная части горста сложены сланцевой толщей и слюдистыми кварцитами, остальная площадь — гранитоподобными породами метасоматического происхождения, на что указывают наличия реликтов исходных метаморфических пород и минералов (силлиманита, графита, дистена и др.) и отсутствие интрузивных контактов.

Гранитоподобные породы имеют серовато-буроватый цвет, неравномернозернистую структуру, сильно катаклазированы и по составу отвечают альбит-микроклиновым гранитам (с преобладанием микроклина) или кварцевым сиенитам.

Внутреннее строение горста осложнено блоковыми перемещениями и мощными зонами дробления.

В субширотных зонах дробления среди метасоматических гранитов располагается кулисообразная система крутопадающих даек оливиновых диабазов длиной до 7 км и мощностью до 220 м. Одна из даек рудовмещающая. Диабазы сложены битовнитом, оливином и авгитом; из аксессуарных обычных циркон, сфен, апатит.

Различаются два крупных этапа в развитии процессов метасоматоза: площадной калиевый метасоматоз, приведший к формированию калишпатовых гранитов и граносиенитов, и локальный более поздний околотрещинный, натриевый или фтор-кремне-натриевый, с которым связано образование своеобразных щелочных альбититов в дайке диабазов (аподиабазовых рибекит-эгирин-альбитовых метасоматитов) и зон альбитизации, эгиринизации и окварцевания в гранитоидах (апогранитных рибекит-микроклин-альбитовых метасоматитах). Абсолютный возраст щелочных метасоматитов и оруденения, по данным калий-аргонового метода, 1480—1580 млн. лет.

Рудные щелочные метасоматиты образуют пологопадающие линзовидные и жилкоподобные, часто разветвляющиеся на флангах тела протяженностью в сотни метров при мощности до 10 м, а также штокверково-прожилковые зоны.

Среди трещинно-жилвных метасоматитов выделяются несколько типов: рибекит-альбитовые, эгирин-магнезиорибекит-альбитовые, кварц-амфиболовые. Метасоматиты большей частью представляют собой мелкозернистые пятнистые светло-зеленые породы. При переходе из диабазов в граниты они прослеживаются в виде апогранитных кварц-микроклин-альбитовых (с эгирином и рибекитом) метасоматитов с более бедной редкометальной минерализацией. Многие апогранитные трещинные, обычно пологопадающие метасоматиты не связаны с дайками диабазов.

Для крупных рудных тел характерно зональное строение. Выделяются три основные зоны: альбит-биотитовая (околорудная), рибекит-альбитовая и эгирин-магнезиорибекит-альбитовая (внутренняя). Переход альбит-биотитовых метасоматитов к исходным амфиболизированным диабазам постепенный. Смена рудных зон фиксируется сменой состава амфиболов (рибекит-магнезиорибекит), слюд (литиевый флогопит—ферротайнолит—тайнолит), появлением эгирин-диопсида, а также изменением бериллиевых (даналит, фенакит—лейкофан, фенакит) и редкоземельных (ортит—бастнезит—брилолит) минералов. При неполной зональности внутреннюю зону маломощных апофиз слагают амфибол-альбитовые метасоматиты с бесщелочной или субщелочной роговой обманкой.

В штокверково-прожилковых зонах наблюдаются кварц-амфибол-альбитовые жилы и прожилки с даналитом, фенакитом, бериллом, берtrandитом, ортитом, в меньшей степени с бастнезитом, циртолитом, монацитом, церитом, бетафитом и другими минералами.

Основные минералы-носители бериллия—лейкофан и фенакит, реже встречается гентгельвин-даналит и совсем редко—берtrandит и берилл. Лейкофан образует бесцветные пластинчатые кристаллы и зерна размером до 0,1 мм (иногда до 1 мм), содержит 10 % BeO . Фенакит присутствует в виде мелких бесцветных прозрачных зерен неправильной формы, реже образует короткопризматические кристаллы.

Основной редкоземельный минерал—бастнезит, в меньшей степени развиты монацит, брилолит, ортит и чевкинит. Со стадией карбонатизации связано образование бетафита. Состав редких земель существенно лантан-цериевый.

Главные минералы-концентраты лития — пороодообразующие слюды истонит-флогопитовой серии, биотит и щелочные амфиболы, в основном магнезио-рибекит; очень редко встречаются тайниолит и сподумен. Распределение бериллия и редких земель в рудных телах неравномерное; максимальные концентрации приурочены к аподиабазовым эгирин-магнезио-рибекит-альбитовым метасоматитам, слагающим центральные части рудных тел. Для апогранитных метасоматитов характерны во много раз более крупные масштабы, но меньшие содержания как бериллия, так и редких земель.

Прогнозные и поисково-оценочные факторы

1. Тектоно-метасоматическая активизация древних платформ.
2. Наличие щелочных гранитоподобных метасоматитов, по составу сходных с альбитсодержащими микроклиновыми гранитами и кварцевыми сиенитами.
3. Протерозойский возраст гранитоподобных пород и щелочных метасоматитов.
4. Наличие системы глубинных долгоживущих разломов в сочетании с системой разноориентированных (особенно пологопадающих) зон трещиноватости, дробления, милонитизации, являющихся структурными ловушками для рудоотложения.
5. Положительная геохимическая специализация пород района на Be, TR, Zr, Li, U, Th, Sn.

Практическое значение

Сложность морфологии рудных тел щелочных метасоматитов и их пологое залегание значительно затрудняют или делают практически нерентабельной разработку месторождений. Однако ввиду того, что метасоматиты локализованы среди гранитоподобных пород или диабазов (хороший исходный материал для получения щебня), оценка месторождений коренным образом изменяется. В освоенных, экономически развитых регионах подобные месторождения могут обрабатываться комплексно с открытой добычей строительного камня и бериллиево-редкоземельного промежуточного продукта, извлекаемого из щебня геофизическими методами. В этом случае к руде будут относиться рудные тела и прожилки любой мощности. Запасы бериллия в таких месторождениях могут оказаться сопоставимыми с его самыми крупными мировыми месторождениями. Запасы редких земель превысят 100 тыс. т. Содержание BeO в рудах таких месторождений может варьировать в пределах первых десятых долей процента, а содержание редких земель достигать 2 % (у крупных месторождений не более 0,5 %).

Редкометалльные щелочные метасоматиты в связи с нефелин-альбит-калишпатовыми (миаскитовыми) массивами

Флюоритовые жилы с аминовитом и лейкофаном

Аминовит-флюоритовые жилы — весьма редкий тип бериллиеносных образований, они известны в КНР (гугнаит, аналог аминовита) и других странах. Одно из проявлений этого типа встречено в окрестностях щелочного массива

гастингситовых нефелиновых сиенитов, который располагается в пределах древнего жесткого выступа, подвергшегося неоднократному орогенезу в палеозойское время. В позднедевонское — каменноугольное время на территории развилась щелочной магматизм.

Флюоритовые жилы развиты локально в 0,5—1 км от массива и приурочены к зоне контакта известняков и гранитов. Известняки превращены в крупнокристаллический диопсид-воластонит-везувиановый скарн. Флюоритовые жилы мощностью 0,5—2,5 м располагаются в скарнах и прилежащих гранитах и известняках, образуют кулисообразную серию и прослежены в обнажениях по вертикали на 70 м. Жилы сложены темно-фиолетовым массивным мелкозернистым флюоритом (70—90 %), в котором неравномерно распределены везувиан (5—10 %), аминовит (1—15 %), гранат (0—5 %), канкринит, бритоцит, кальцит, анальцит, натролит, лейкофан, пирит, галенит, молибденит и сфалерит (в сумме 5—10 %).

Аминовит в жилах образует относительно равномерную вкрапленность белых или слабо-желтоватых пластинчатых кристаллов размером 0,1—5 мм и их сростки. Состав аминовита отвечает формуле $\text{CaBeSi}_2\text{O}_6$. Содержание BeO в жилах 0,5—2 %, отмечено также 0,5—1 % TR_2O_3 и 0,1—0,3 % Pb .

Рудопоявление несмотря на высокое содержание аминовита, не имеет практического значения, однако указывает на возможность концентрации аминовита вблизи массивов нефелиновых сиенитов.

Нефелин-калишпатовые (агпайтовые) массивы

Гакманит-чкаловитовый штокверк в науаятах

Е. И. Семеновым (1969 г.) среди науаятов (пойкилитовых содалитовых сиенитов) в нефелин-калишпатовом массиве Иллимаусак (Гренландия) встречены пегматитовые жилы гакманит-чкаловитового состава, образующие штокверк. Жилы в основном маломощные (до 10 см толщины) содержат около 50 % чкаловита. Чкаловит образует овальные выделения белого цвета размером до 6 см, ориентированные под большими углами к стенкам жил. Отчетливо замещается тугтуитом. В чкаловите содержится около 12 % BeO . Чкаловит вероятно встречается и непосредственно в науаяте, где он трудно отличим макроскопически от нефелина. Не исключено, что жилы штокверка представляют собой результат собирательной перекристаллизации в трещины среди науаятов.

По оценке датских геологов на площади 100 тыс. м², оконтуренной бериллиометрической съемкой, до глубины эрозийного среза в 100 м насыщается 10 тыс. т BeO при содержании около 0,1 %. Из-за трудной макроскопической диагностики чкаловита можно предполагать его гораздо более широкое распространение в нефелин-калишпатовых массивах (агпайтовых нефелиновых сиенитов).

Редкометалльные фениты

Арфведсонит-эгирин-альбит-ортоклазовые фениты с берилитом

Берилит — чрезвычайно редкий бериллиевый минерал, обычно не образующий скоплений. Однако в фенитовом поле массива Силл-Лейк (провинция Квебек, Канада) этот минерал встречен в значительных количествах.

Массив представлен системой мелких и линейных даек нефелиновых сиенитов, прорывающих докембрийские гнейсы, сланцы и основные породы. Вмещающие породы интенсивно, но неравномерно фенитизированы на большой площади (свыше 5×5 км). Среди фенитов широко развиты жилы и штокверки альбитовых, биотит-альбитовых, карбонатных и других жил и прожилков с арфведсонитом, эгирином, иногда с флюоритом, сульфидами, минералами стронция, тория и редких земель. Породы характеризуются весьма невыдержанным строением и составом, такситовыми прожилково-гнездовыми текстурами и переменным количеством альбита и темноцветных минералов. Постоянно сохраняется в них и калиевый полевой шпат. На площади установлены две линейные протяженные (до 40 км) зоны полевошпатовых пород с эгирином и арфведсонитом, содержащие барилит (0,44—0,76 % BeO).

Барилит присутствует преимущественно в альбитизированных участках фенитов, встречается в альбитовых, кальцитовых или эгирин-альбитовых прожилках, образуя неравномерную вкрапленность мелких (обычно менее 2 мм) пластинчатых кристаллов белого цвета. Он тесно срастается с породообразующими минералами и содержит их вроски. Встречаются и гнездообразные скопления барилита или участки богатой вкрапленности с содержанием его свыше 5%. Минерал трудно диагностируется из-за сходства мелких выделений с полевыми шпатами. Запасы BeO достигают на месторождении нескольких десятков тысяч тонн. Однако месторождение весьма слабо изучено, особенно глубинное строение. В рудах установлена значительная примесь тория (0,4%), тантала и ниобия (0,3%).

Редкометалльные вулканогенно-осадочные образования

Монтмориллонитовые глины с бехоитом, гельбертрандитом и сферобертрандитом

Наиболее характерным представителем этого типа является месторождение Спор-Маунтин (шт. Юта, США). Рудные тела месторождения представлены пластообразными залежами и линзами слоистых монтмориллонитовых глин, содержащих от 0,5 до 3,0 % BeO . Размеры рудных тел и характер бериллиевой минерализации в литературе не охарактеризованы. Можно предполагать, что главные бериллиевые минералы представлены бехоитом, гельбертрандитом и сферобертрандитом.

Коры развиваются по слабодислоцированным толщам бериллиеносных кислых вулканитов, претерпевших гидротермальное изменение. Возраст вулканитов неогеновый. Возраст коры выветривания, скорее всего, четвертичный. Бериллиевое оруденение обязано своим происхождением трем процессам: вулканогенно-осадочному, гидротермально-метасоматическому и гипергенному.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МИНЕРАГИЯ

Бериллий образует 33 парагенетических типа месторождений в 11 редкометалльных формациях, 31 тип девяти формаций — магматогенный и два типа двух формаций — экзогенные. Еще совсем недавно считалось, что минерагенически бериллий характерен исключительно для месторождений, связанных с кис-

лыми породами. К настоящему времени положение резко изменилось: 18 типов месторождений бериллия четырех формаций связано с кислыми магматическими породами, 13 типов — с щелочными (см. табл. 82). Основные сведения по количественной минерации Be приведены в табл. 33—40.

Содержание бериллия в платформенных месторождениях в целом значительно выше, чем в геосинклинальных. Однако в платформенных месторождениях пегматитов содержание бериллия такое же (или даже ниже), как в геосинклинальных пегматитах. В этом состоит одна из отличительных особенностей минерации по сравнению с пегматитовыми танталом и цезием.

Мировые эндогенные запасы бериллия в разрезе геологического времени постепенно уменьшаются от докембрия к кайнозой (см. табл. 37—39). Но поскольку месторождения бериллия в докембрии образовывались на протяжении почти 2 млрд. лет, а в фанерозое всего лишь на протяжении 570 млн. лет, то на каждые 100 млн. лет докембрия приходится в среднем 2,5 % этого металла (удельные запасы), а на 100 млн. лет фанерозоя — почти 9 %, т. е. в 3,6 раза больше. Для сравнения: у лития на 100 млн. лет докембрия в среднем приходится 3,7 %, а на 100 млн. лет фанерозоя — 4,7 % его запасов, т. е. практически одинаковое количество; у цезия — соответственно 4,5 и 1,7 %.

Распределение запасов бериллия в разрезе геологического времени в месторождениях разных формаций имеет различный характер. Запасы бериллия в пегматитовых месторождениях остаются примерно на одном уровне от докембрия до мезо-кайнозоя (см. табл. 30—32), тогда как его запасы в бериллиеносных слюдисто-флюоритовых и флюоритовых метасоматитах даже несколько возрастают с омоложением месторождений: докембрий — 7 % (от всех мировых запасов данного возраста), палеозой — 10 %, мезозой — 9 %, кайнозой — 13 %.

Удельные запасы бериллия (в %), заключенные в пегматитах и в месторождениях метасоматитов, с омоложением месторождений отчетливо увеличиваются (в расчете на 100 млн. лет):

Месторождения	PR	PZ	MZ	KZ
В пегматитах	2,5	5,1	5,2	?
В метасоматитах	0,3	2,9	5,8	13

В экзогенных формациях известны два парагенетических типа месторождений бериллия (см. табл. 40). Положение бериллия на границе между редкими элементами, активно участвующими в гипергенном процессе, и элементами, пассивными в условиях гипергенного рудообразования, позволяет предполагать, что он может образовывать промышленные месторождения и в экзогенном цикле. Особенно вероятно появление промышленных концентраций бериллия при подводных извержениях, когда теоретически очень благоприятны условия образования бехоита — природной гидроокиси бериллия (в химии $\text{Be}(\text{OH})_2$ получается при кипячении и одновременном разбавлении водой бериллийсодержащих растворов). Именно такая ситуация могла иметь место при образовании месторождения Спор Маунтин (монтмориллонит-халцедон-флюоритовые метасоматиты с бехоитом и гельбертрандитом).

Месторождения типа остаточных россыпей — коры выветривания бериллиеносных пегматитов — широко разрабатываются в Бразилии (плато Барборемо), Заире, Зимбабве, КНР и других странах, хотя обычно они относятся к коренным образованиям.

ОБОГАЩЕНИЕ РУД

Минеральные типы руд

Из всех редких металлов бериллий обладает наибольшим количеством собственных минералов, представляющих (или могущих представить) промышленный интерес: берилл, фенакит, бертрандит, гельбертрандит, бехоит, барилит, гентгельвин, гельвин, хризоберилл, эвклаз, чкаловит, сянухулинит, таафит, лейкофан. Хотя почти в любом месторождении бериллия присутствует несколько (или много) его минеральных видов, практическую ценность в рудах обычно представляет один минерал, поэтому большинство бериллиевых руд мономинеральны. Различаются следующие минеральные типы руд бериллия:

берилловые	гентгельвиновые
бериллиймаргарит-берилловые	гельвиновые
фенакитовые	хризоберилловые
бертрандитовые	чкаловитовые
бертрандит-фенакитовые	сянухулинит-таафитовые
бертрандит-гельбертрандит-бехоитовые	эвклазовые
барилитовые	лейкофановые

В отличие от других редких металлов бериллий не добывается из несобственных минералов.

Методы обогащения

Из всех минеральных типов руд бериллия промышленностью освоены лишь берилловый, фенакитовый, бертрандитовый, бертрандит-бехоитовый.

Берилловые руды пегматитов в недалеком прошлом обогащались главным образом путем ручной выборки из руды. Извлечение из блоковых зон микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитов, где берилл представлен крупными (10—200 см в длину) хорошо окристаллизованными призмами, составляет 80—95 %. При разработке альбитовых пегматитов, где берилл представлен хотя и довольно крупными (5—100 см), но менее правильными изометричными выделениями, имеющими лишь две-три хорошие грани, извлекалось не более 60—80 % минерала. При разработке сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов извлечение берилла ручной выборкой не превышало 40 %, так как берилл здесь представлен «фаршированными» кристаллами размером 2—15 см в зоне мелкозернистого альбита или неправильными выделениями белого ростерита в кварцклевеландит-сподуменовом зоне.

В последние полтора десятилетия, наряду с ручной выборкой, пегматитовые руды с мелкокрапленным бериллом при размере выделений в основном менее 2 см стали извлекать флотацией по кислотной или щелочной схеме. При кислотной схеме для активации берилла и депрессирования остальных минералов используется плавиковая кислота. При щелочной схеме в качестве коллектора применяется олеиновая кислота, а депрессором служит сульфит натрия. Из пегматитовых руд флотации пока подвергаются только альбит-сподуменовые пегматиты, как наиболее крупные по запасам лития и бериллия. Содержащийся в руде мелкокрапленный берилл сначала флотируется в берилл-сподуменовой концентрат, который затем подлежит разделению также флотационными методами. Флотационные методы позволяют извлекать 65—85 % бериллия при исходном содержании в руде 0,04—0,06 % ВеО. Однако если рудоразборные бе-

риловые концентраты содержат 10—12 % BeO , то флотационные — лишь 9,72 % (1 сорт), 6,16 % (2 сорт) и менее.

Наряду с пегматитами, источником добычи берилловых концентратов являются изумрудоносные олигоклаз-флогопитовые жилы, а также другие типы бериллоносных грейзенов. Штуфной берилл из этих руд в виде единичных кристаллов или чаще в виде сростков выбирается на транспортной ленте вручную. Остальная руда подвергается флотации. Перед флотацией руда проходит предварительное обогащение геофизическим методом. Руда, измельченная до 20 мм, пропускается на транспортере перед источником гамма-излучения. Кусочки руды с бериллом при помощи специального отборного устройства, управляемого счетчиком нейтронов, отбираются в промежуточный продукт, который поступает на обогащение флотационным методом. Таким образом, флотации подвергается лишь незначительная доля всей руды при сохранении сквозного извлечения BeO на уровне 80—85 %.

Для перераспределения флотационных берилловых концентратов можно использовать гравитационное обогащение в тяжелых жидкостях: тетрабромэтан и лигнин (разбавитель), что позволяет получать концентрат с содержанием BeO до 9,7 %.

Бертгелльвин хорошо обогащается флотацией с извлечением до 90 % и более.

Бертрандитовые руды обогащаются флотацией с использованием в качестве реагентов (кг/т): серной кислоты — 2, соли длинноцепочечного амина жирного ряда 0,5, керосина 0,25, пенообразователя 0,05. Камерный продукт данной операции, в который переходит бертрандит, флотируется минеральным маслом (0,25 кг/т).

Бертрандит-бехонитовые руды месторождения Спор-Маунтин с содержанием до 3 % BeO подвергаются непосредственному гидрометаллургическому переделу.

ТЕХНОЛОГИЯ ПЕРЕРАБОТКИ КОНЦЕНТРАТОВ

Технология получения бериллия и его соединений довольно детально проработана на берилле. Однако поскольку все ныне добываемые в мире промышленные бериллиевые минералы — силикаты, то рассматриваемые ниже методы вскрытия берилла и получения из него соединений бериллия в принципе применимы и к другим концентратам.

Наиболее освоены промышленностью методы переработки берилловых концентратов с помощью флотирующих агентов и сульфатный. Разрабатываются также методы прямого хлорирования берилла, ионной флотации и некоторые другие [43].

Метод спекания берилла с флотирующими агентами применяется фирмой «Бериллум корпорейшн оф Америка». Берилловый концентрат шихтуется с флотирующими агентами ($\text{Na}_2\text{SiF}_6 : \text{Na}_2\text{FeF}_6 = 2 : 3$) и содой, которую берут в количестве 25 % теоретически необходимого для связывания всего бериллия в бериллат натрия. Спрессованные из шихты брикеты спекают 2 часа при 750 °С. Измельченный спек при комнатной температуре выщелачивают, декантируя до тех пор, пока из спека не будет извлечено 90—92 % бериллия; обычно бывает достаточно трехкратной водной обработки. Осаждают $\text{Be}(\text{OH})_2$ в β -форме с помощью затравки. С этой целью рассчитанным на весь бериллий количеством NaOH обрабатывают лишь пятую часть фторобериллатного щелока. Полученный раствор бериллата натрия с избытком NaOH после подогрева разбавляют

остальной частью щелока. Этим создают условия для образования β -гидроокиси, которая, выделяясь, способствует кристаллизации в той же β -форме и основной массы $\text{Be}(\text{OH})_2$; рН осаждения 12. В осадок переходит 97 % бериллия. Отжигают и отмывают от NaF гидроокись прокаливают при 1000°C до BeO . Общее извлечение бериллия из концентрата 85—90 %.

В качестве примера сернокислотного метода переработки берилла приводится технологическая схема производства гидроокиси бериллия, используемая фирмой «Браш бериллиум». Активирование берилла перед сернокислотной обработкой производится термическим методом. Концентрат плавят при 1700°C . Плавы выливают в закалочную ванну с водой. Классификация на грохоте стекловидных агломератов, полученных при закалке, позволяет отделить куски размером свыше 13 мм, в которых возможна рекристаллизация (что затруднит последующее взаимодействие с серной кислотой). Эти куски направляются в начало процесса. Отсеянный слек подвергают термообработке при 900°C во вращающейся печи. Затем его измельчают в шаровой мельнице, которая работает в замкнутом цикле с воздушным классификатором. Мокрое измельчение не применяется, чтобы при сульфатизации не разбавлять серную кислоту.

Измельченный слек через дозатор поступает в железный аппарат предварительного смешения. Туда же поступает серная кислота (93 %). Кислая пульпа впрыскивается тонкой непрерывной струей в стальной барабан, нагреваемый газом до $250\text{--}300^\circ\text{C}$. Пульпа попадает на его раскаленные стенки. При этом почти мгновенно сульфатизируются BeO и Al_2O_3 . Степень сульфатизации 93—95 %. Такой метод значительно продуктивнее одновременной сульфатизации больших количеств окислов. Отходящие газы пропускают через циклон, где оседают тонкие частицы унесенной пыли. Затем они проходят скруббер с насадкой, где SO_2 и SO_3 поглощаются маточником от осаждения гидроокиси, содержащим NaOH и некоторое количество дисперсной $\text{Be}(\text{OH})_2$. Сульфатизированный продукт выщелачивают водой по принципу противотока. Кек (в основном SiO_2) отделяют на непрерывно действующей центрифуге, применяя двукратную репульпацию. Это обеспечивает извлечение бериллия в раствор на 99 %. Раствор сульфатов, содержащий серную кислоту, смешивают с аммиаком. Пульпа получающихся квасцов поступает в кристаллизатор, охлаждаемый до 20°C . Там ее выдерживают до тех пор, пока не удалится из раствора 75 % Al . Квасцы отделяют на центрифуге непрерывного действия. Фильтр поступает на переработку с целью выделения $\beta\text{-Be}(\text{OH})_2$, что достигается разложением предварительно полученного бериллата.

Выделившуюся при кипячении раствора бериллата β -гидроокись отделяют и промывают на центрифуге. Прежде чем фильтрат, содержащий Al и Fe , удалить из процесса, его дополнительно пропускают через фильтр, так как до 7 % мелкодисперсной гидроокиси проходит через центрифугу. Продукт с фильтра возвращают на стадию образования квасцов. Общий выход бериллия в процессе 90 %.

Различные варианты прямого хлорирования берилла с получением хлорида используются для производства металла электролизом. Для увеличения интенсивности процесса предложено хлорировать берилл в расплаве хлоридов щелочных металлов. По этому методу минерал и металлургический кокс шихтуют в отношении 2: (1÷1,5). Отношение массы шихты к массе расплава 1:2. При 850°C за 3 ч достигнута степень хлорирования 97 % (скорость подачи хлора 130 мл/мин). При 950°C наблюдается практически полное разложение берилла.

Советскими учеными была изучена ионная флотация бериллия из сернокислых растворов в присутствии железа и алюминия. Собирателем служит стеарат калия. В результате был предложен новый метод для извлечения бериллия из разбавленных сернокислых растворов с одновременным отделением от Al и Fe. Флотируемость Al и Fe подавляется комплексом III. В камеру ионной флотации подают исходный кислый раствор (0,1—1,3 г/л Be, 0,1—1,7 г/л Al_2O_3 , 0,1—0,3 г/л Fe_2O_3), водный раствор комплексона III, КОН для повышения pH до заданной величины. Пускают сжатый азот с постоянной скоростью. Повышают температуру до 65 °С и подают раствор стеарата калия (50 г/л, 60°). Через 5 мин выделившуюся на поверхность пену (сублат) отфильтровывают, промывают и разлагают серной кислотой. Метод выгодно отличается быстротой от экстракционного и ионообменного.

Техника безопасности в бериллиевом производстве. Бериллий и его соединения в высшей степени токсичны. Они вызывают тяжелые заболевания, иногда со смертельным исходом. При восьмичасовом рабочем дне средняя концентрация бериллия не должна превышать $2 \cdot 10^{-6}$ г/м³ воздуха; недопустимо даже кратковременное воздействие воздуха, содержащего $2,5 \cdot 10^{-5}$ г/м³ бериллия. Среднесуточная концентрация бериллия в воздухе вблизи завода должна быть менее 10^{-8} г/м³.

Работы с сухими порошками бериллия и его соединений ведут в герметичных рукавных боксах, работающих при разрежении 2,7 кПа. Плавят бериллий в герметичных печах, установленных в кабинах с вентиляцией. Воздух из вентиляционной системы перед выбросом в атмосферу пропускают через стекловолокно и фильтры Петрянова. Фильтровальные ткани подлежат уничтожению.

ЭКОНОМИКА

Применение

В бериллии уникально сочетаются многие важные для новой техники химические, физические и механические свойства: малая плотность, высокая удельная прочность, высокий модуль упругости (в 1,5 раза выше, чем у стали, и в 2,5 раза выше, чем у титана), способность сохранять точность и стабильность размеров деталей, выдерживать большие температуры, высокая жесткость, теплопроводность и удельная теплоемкость (в 2,5 раза выше, чем у алюминия, и в 8 раз выше, чем у стали), хорошая коррозионная стойкость и специфические ядерно-физические характеристики — очень малое поперечное сечение захвата тепловых нейтронов и большое поперечное сечение их рассеяния, устойчивость в условиях воздействия облучения и высоких температур. Все это способствует эффективному использованию бериллия во многих областях.

1. Машино- и приборостроение — сотни деталей различных типоразмеров для разных отраслей промышленности, включая авиационную, автомобильную, химическую, неискрящие инструменты в промышленности и на складах взрывчатых веществ; пружинные контакты и пружины для точных приборов, различные механизмы автоматического действия в хронометрии, хирургические инструменты, иглы для подкожного впрыскивания.

2. Атомные реакторы и АЭС — отражатели нейтронов в реакторах различных классов (металл, BeO), замедлители нейтронов (металл, BeO, карбид); оболочки ТВЭЛов (BeO, Mg-сплавы); составная часть дисперсионного ядерного горю-

чего (BeO); керамические покрытия топливных частиц (BeO), облицовка, жаропрочные покрытия, отдельные детали конструкций (металл, BeO, керамика на основе BeO).

3. Авиаракетная и космическая техника (АРКТ) — корпуса ракет и астроблоков, обшивка космических кораблей, самолетов и управляемых снарядов, переходники ракет-носителей (РН), секции и межконтинентальные баллистические ракеты (МБР), секции и части боеголовок баллистических ракет дальнего действия (БРДД), носовые конусы космических аппаратов (КА), возвращающихся в земную атмосферу, обтекатели самолетов, детали турбореактивных и турбовинтовых двигателей, передние кромки крыльев сверхзвуковых самолетов, лонжероны, тормозные диски колес, рули наведения самолетов, панели приборов «лунной кабины», панели солнечных батарей и крепежные изделия для ИСЗ, емкости для криогенных топлив, микрометеоритные щиты, радиаторы (изделия из листового бериллия и разных сплавов), теплозащитные экраны КА, бортовых ядерных энергетических установок, камер сгорания РД, сопел и других агрегатов, теплозащитные слои для БРДД (бериллиды), антенны для космических кораблей (бронзы), сверхжаропрочные конструкционные материалы для армировки отдельных деталей, работающих при высоких температурах (волокна из BeO), элементы поплавковых и электростатических гироскопов, акселерометры (металл), присадки (металл, гидриты и другие соединения).

4. Судостроение — гироскопы и акселерометры для инерциальных и гравитационных систем навигации (см. п. 3), атомные реакторы для подводных лодок, надводных кораблей торгового флота (см. п. 2).

5. Военная техника — атомное оружие (металл) и военный ЯР (см. п. 2), снарядные гильзы, детали оружейной арматуры, детали пулеметов, пружины для разнообразных целей (бронзы); см. также п. 3 и 4.

6. Силикатная промышленность — высокоогнеупорные тигли для плавки металлов и сплавов, керамические изоляторы для свечей, стеклометаллические защитные покрытия (BeO, карбид), фторбериллатные стекла, стекла, прозрачные для рентгеновских, УФ- и ИК-лучей (фторит), стекловолокно для АРКТ и судостроения (BeO, металл).

7. Электротехника — электрические контакты, выключатели, прерыватели тока, электродержатели, наконечники токоподводов, коммутационная аппаратура, клеммы, электроизоляция (BeO), покрытия подводного телефонного кабеля (бронза).

8. Радиоэлектроника — детали электронных приборов, теплоотводы транзисторов, основания печатных схем, сердечники резисторов, керамика для электроизоляторов в полупроводниках и миниатюрных электронных приборах (BeO), элементы запоминающих устройств (ЗУ) и детали интегральных схем (ИС) ЭВМ (бронзы), прочные контакты гнездовых частей разъемов печатных плат, детали в ИС (бронза), электронные эмиттеры (сплавы Cu, Mo, Ni с добавками Be).

9. Металлургия чугуна, стали и сплавов — модифицирование чугуна и легирование сталей, бериллизация поверхностей сталей и сплавов, жаропрочные сплавы Ni-Al-Be, легкие сплавы, в частности Be-Al, Al-Be-Mg, Mg-Be, алюминиевые сплавы с добавками Be, сплавы Cu с 0,01—5 % Be.

10. Термоядерные электростанции — воспроизводство трития, теплопередача и размножение нейтронов (Li_2BeF_4 , металл).

11. Разное — источники нейтронов для γ -каротажа в нефтяной промышленности, при проведении геологоразведочных работ, при измерении влажности почвы, формовочного песка, бетона, для контроля твэлов без нарушения их целостности (Ra-Be, Pu-Be, Po-Be и др.), фотонейтронные источники для ядерных реакторов ($^{88}\text{Y-Be}$, $^{124}\text{Sb-Be}$), активационный анализ (Am-Be, Po-Be, Ac-Be), окна рентгеновских трубок, люминесцентные лампы (BeO и Be(OH)₂), зубные цементы (окись) и литые искусственные зубы (сплав «тиконнум»), наконечники перьев для авторучек, детали фотоаппаратов (сплав «элджилой»), головки алмазных буров (Ni-Be-сплавы), катализаторы в различных процессах органического и неорганического синтеза, добавки в полимеры, эпоксидные и силиконовые смолы, термопары, работающие при температурах до 2500 °С, керамические чехлы для термопар, аппаратура для обнаружения в багаже авиапассажиров спрятанного оружия, детали микроскопов и акселерометров, мембраны (металл), изложницы для прецизионного литья металлов, пластмасс, кожи, бумаги и т. д. (бронзы), газоразрядные трубки и другие компоненты лазеров (керамика и др.).

Сырьевые ресурсы

В США, Индии и некоторых других странах за последние десятилетия сведения о ресурсах (и добыче) не публикуются, поэтому приводятся оценочные цифры.

Мировые ресурсы бериллия (без стран социалистического содружества) в 1959 г. оценивались А. А. Беусом в 140 тыс. т, Н. А. Солодовым в 1968 г. — в 446 тыс. т (из них 60 % приходилось на пегматитовые месторождения, остальное — на гидротермальные), Горным бюро США в 1983 г. — в 380 тыс. т. По оценке К. А. Капустинской (1984 г.), ресурсы бериллия в развитых капиталистических и развивающихся странах составляют (в тыс. т металла):

Страна	Ресурсы	В том числе запасы	Страна	Ресурсы	В том числе запасы
США	72	25	Заир	21	7
Канада	23	—	Зимбабве	30	—
Мексика	2	—	Мадагаскар	6	—
Аргентина	72	25	Мозамбик	17	5
Бразилия	200	140	Намбия	15	—
Испания	—	—	Руанда	31	11
Португалия	10	—	Уганда	41	14
Афганистан	15	—	ЮАР	44	15
Индия	100	64	Австралия	30	11
Пакистан	4	—	Всего	830	321

Еще совсем недавно берилл пегматитовых и в меньшей мере грейзеновых месторождений занимал практически монопольное положение в сырьевой базе. В 50-е годы появились первые находки гидротермальных месторождений бериллия, представленных бертрандитом, фенакитом, гельбертрандитом, бецоитом. В настоящее время картина резко изменилась — на гидротермальные месторождения во всем мире приходится свыше 50 % ресурсов бериллия. Структура минерально-сырьевой базы данного металла в США: бертрандит (гельбертрандит, бецоит) — 70—75 %, берилл флотационный — 15—20 %, берилл крупнокристаллический — 5—10 %.

Наиболее крупные пегматитовые месторождения с бериллом одновременно являются месторождениями лития (см. раздел «Литий»). Величина отношения Li/Be в альбит-сподуменовых пегматитах составляет в среднем 40, а в споду-

мен-микроклин-альбитовых — 20. Мелкие, но многочисленные бериллоносные пегматиты микроклинового, микроклин-альбитового и альбитового типов нередко также образуют значительные скопления (Бразилия, Индия, КНР, Афганистан, Аргентина, Боливия и другие страны).

Наиболее крупные неpegматитовые месторождения бериллия известны в США (Спор-Маунтин на хребте Томас — метасоматиты с гелбертрандитом, бе-хоитом и бертрандитом), Бразилии (Боа-Виста — бериллиеносные грейзены), Мексике (Агуачилла — метасоматиты с бертрандитом), Канаде (Силл-Лейк — фениты с барилитом). Недавно в Канаде обнаружено месторождение Стрейндж-Лейк с гадолинитом, в котором подсчитаны 28,8 тыс. т запасов Y_2O_3 , что позволяет определить ресурсы в нем Be на уровне 2—3 тыс. т. Судя по парагенезису (ниобий, тантал, цирконий, иттриевые земли, бериллий), месторождение, видимо, представлено щелочными гранитами (или связанными с ними метасоматитами) и потому может быть крупным.

Добыча

Добыча берилла началась еще в прошлом веке (если не считать добычи изумрудов, аквамарина и гелиодора, производившихся с незапамятных времен). Однако до войны ее размеры были невелики. И только во время второй мировой войны и особенно в послевоенные годы добыча берилла в пересчете на 10 %-ный концентрат BeO стала исчисляться тысячами тонн. Наивысших значений добыча достигла в 1953—1962 гг. — 7—11,5 тыс. т 10 %-ного бериллового концентрата. Затем наметился спад добычи до 3 тыс. т в 1966 г. и неравномерный рост к 1979—1982 гг. до уровня 7—8 тыс. т в пересчете на 10 %-ный концентрат BeO (или до 300 т металла, табл. 83).

До 1978 г. добывался только берилл, причем в основном путем ручной выборки крупных кристаллов (от 1 до 40 см в длину, а часто и более) из гранит-

Таблица 83

Добыча бериллия в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах в 1960—1982 гг. (в т металла)

Страна	1960 г.	1970 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.	1981 г.	1982 г.
США	17	—	—	79	259	241	226	240
Аргентина	38	11	6	0,78	0,4	34,6	0,9	0,9
Бразилия	125	120	18	27	16,3	18	21,8	24,5
Португалия	1	0,5	—	—	0,2	0,7	0,6	—
Мадагаскар	23	2	0,56	0,4	0,4	0,4	0,3	—
Мозамбик	54	1	—	—	1	0,7	0,6	—
Руанда	10	10	2	2	1,7	4	3,6	4,5
ЮАР	11	12	0,1	0,13	0,04	0	3,6	4,5
Уганда	15	13	1,7	—	—	—	—	—
Зимбабве	18	3	4	1,3	1	0,3	0,3	—
Индия	35	50	?	Нет данных				
Всего:	347	235	?	111	280	300	258	275

ных пегматитов, главным образом микроклинового и микроклин-альбитового типов. С 1960 г. берилл получают флотацией из грейзенowego месторождения Боа-Виста, а в 70-е годы — и из альбит-сподуменовых пегматитов.

С 1978 г. (или несколько ранее) началась добыча берtrandита из месторождения Спор-Маунтин (хребет Томас) в США (бериллиевый концентрат, видимо, содержит также гельберtrandит и бехоит), которое обеспечивает 70—80 % потребности капиталистических и развивающихся стран в бериллии.

После второй мировой войны главными поставщиками берилла были Бразилия, Аргентина, Индия и некоторые другие страны. В последние годы почти монопольное положение в добыче бериллия за рубежом заняли США (см. табл. 83).

Производство

Зарубежная бериллиевая промышленность отличается высокой степенью концентрации. Хотя бериллиевая продукция выпускается в Великобритании, Франции и ФРГ, в последнее время основным производителем бериллия становятся США.

Производство бериллия в США сконцентрировано в компаниях «Brush Wellman Inc.», (BWJ) и «Kaweski Beryl Co Inc.» (KBJ). Последняя в 1981 г. слилась с корпорацией «Cabot Corp.», став одним из отделений этой фирмы, получившим название «Cabot beryl Co». Производятся окись, гидроокись, сульфат, сульфид, силикат, хлорид, оксихлорид, фтор, йодид, бромид, гидрид, стеарат, оксалат, алкоголят, фторбериллат натрия, фторбериллат аммония, лигатуры сплавов Al-Be, Cu-Be, Ni-Be, легированные Be, многочисленные разновидности бериллиевых бронз.

Расширяется номенклатура полуфабрикатов и готовых изделий из металла, а также «локэлла» (сплав 62 % Be и 38 % Al) для АРКТ. Важным технологическим достижением считается получение крупных конструкций из металлического Be для самолетостроения, а также Be-содержащих композиционных материалов, находящихся применение в авиации, космотехнике и судостроении.

Фирма «Brush Wellman Inc.» работает почти исключительно на собственных берtrandитовых рудах месторождения Спор-Маунтин. Производственные мощности ориентировочно оцениваются в 290—360 т. Концентраты перерабатываются в гидроокись бериллия на заводе в г. Дельта, штат Юта. Гидроокись бериллия перерабатывается в металл, сплавы и различные соединения бериллия на заводе в г. Эльмор (шт. Огайо). Фирма «Cabot Beryl Co.» работает в основном на импортном берилле, перерабатывая его в гидроокись и производя бериллиевую продукцию на своих заводах в Хайзлтоне и Рединге.

В последнее время увеличился выпуск порошковой BeO, используемой в производстве керамических и огнеупорных материалов. В 1980 г. фирма открыла новый завод (шт. Аризона) для производства бериллия, металлизации деталей из окиси бериллия и выпуска бериллиевой керамики. Приступили к выпуску бериллиевой продукции в Японии, независимое производство металла организовано в Индии.

В США предусмотрено хранение в федеральных стратегических резервах берилловых концентратов, бериллиевых лигатур и металлического Be. На 1 июня 1980 г. резервы содержали (в т): берилла — 16 314, Cu-Be сплавов — 6700 и металлического Be — 207,8. По состоянию на 1982 г. резервы содержали (в т):

Берилла — 698 (при таком же лимите накопления), Си-Ве сплавов — 267 (при лимите 286) и металлического Ве — 207,7 (при лимите 362,8).

Несмотря на благополучное положение с бериллиевым сырьем, Геологическое бюро США продолжает стимулировать поиски новых его источников на территории страны, предоставляя частным фирмам ссуды в размере 50 % объема затрат. Развитию бериллиевой промышленности способствуют Министерство обороны, МВД, ВВС и НАСА.

Потребление

Потребление берилла в США систематически возрастало от 50 т/год (в расчете на металл) в довоенные годы до 300 т/год в 60-е годы. Вместе с тем стабильности в этом росте не было и в отдельные годы имели место резкие снижения. В 70-е годы потребление существенно сократилось как результат общего экономического спада, особенно отразившегося на реализации Ве-бронз, и уменьшении спроса на металл вследствие изменения программ по ракетам «Посейдон» и «Минитмен». Видимое потребление Ве в США за последние годы (в т): 1977 г. — 136; 1978 г. — 246; 1979 г. — 274; 1980 г. — 291; 1981 г. — 275; 1982 г. — 297. Потребление Ве в Западной Европе оценивается на уровне 20—30 т. Незначительное потребление характерно для ЮАР, Австралии, Индии.

В 1982 г. структура потребления Ве в США (в %): ядерные реакторы — 20, аэрокосмическая техника — 18, электрооборудование — 36, электронные компоненты — 17, разное — 9. Доминирующая роль в потреблении Ве традиционно сохраняется за бронзами.

Цены

В США крупнокристаллический штуфной берилл с содержанием ВеО в среднем 10 % в 1937—1940 гг. продавался по 24—29 долл/т. С конца 1940-х и в течение 1950-х годов цены росли и превышали довоенные в 10—15 раз. В первой половине 1970-х г. наблюдалось понижение цен на берилловые концентраты. За последние годы цена на импортные берилловые концентраты (10 %-ный по ВеО концентрат) в США была (долл/т): 1978 г. — 441; 1979 г. — 518; 1980 г. — 760; 1981 г. — 1036; 1982 г. — 1180. Бертрандитовые руды, добываемые из месторождения Спор-Маунтин, на рынок не поступают и товарной цены не имеют.

Металл 97 %-ной степени очистки котировался в США (в долл/кг): в 1978—1979 гг. — по 265; в 1980 г. — по 308; в 1981 г. — по 381; в 1982 г. — по 428. Цены в 1981 г. (в долл/кг): металл в порошке — 326; Си-Ве сплавы — 267; Ве-Ал сплавы — 443; ВеО в порошке — 83.

СТРОНЦИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И СВОЙСТВА

Стронций открыт в 1790 г. А. Кроффордом при анализе карбонатного минерала из Стронциана (Шотландия). В 1792 г. Т. Хоп подтвердил существование нового элемента. Металлический стронций в виде амальгамы впервые получен Г. Дэви в 1808 г. Независимо от А. Кроффорда и Т. Хопа стронций был открыт русским ученым Т. Е. Ловицем.

Стронций — химический элемент второй группы периодической системы Д. И. Менделеева. Его порядковый номер 38, атомная масса 87,62. Стронций состоит из смеси четырех стабильных изотопов (Sr^{84} , Sr^{86} , Sr^{87} , Sr^{88}), их распространенность составляет соответственно (в %): 0,56, 9,86; 7,02; 82,56. Получено 14 искусственных изотопов стронция с массовыми числами от 80 до 97, в том числе Sr^{90} с периодом полураспада 27,7 г, образующийся при ядерных реакциях.

Структура атома стронция: $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 d^{10} 4s^2 4p^6 5s^2$. Первый потенциал ионизации 5,68 эВ, второй — 10,86 эВ. Электроотрицательность, по А. С. Поваренных, равна 532 кДж/г-атом (по относительным шкалам Л. Полинга и С. С. Бацанова — 1,0). Низкие значения электроотрицательности и потенциалов ионизации двух внешних электронов при резком скачке потенциала третьего электрона (42,98 эВ), приводят к тому, что в природных процессах стронций является двухзарядным катионом. Ионный радиус Sr^{2+} равен 0,12 нм (Н. В. Белов, Г. Б. Бокий), атомный радиус 0,21 нм, (А. Гордон, Р. Форд), атомный объем 34 см³/г-атом.

Стронций — серебристо-белый, легкий, ковкий, пластичный металл. До 215 ± 10 °С устойчива кубическая гранецентрированная полиморфная модификация (α -Sr) с $a = 0,6$ нм; от 215 до 605 ± 10 °С — гексагональная модификация (β -Sr) с $a = 0,43$ нм и $c = 0,71$ нм. При 614 °С стронций переходит в кубическую объемноцентрическую модификацию (γ -Sr) с $a = 0,49$ нм.

Плотность α -Sr при 20 °С 2,63 г/см³; температура плавления 770 ± 10 °С; температура кипения 1383 °С; удельная теплоемкость 737,4 кДж/(кг·К); скрытая теплота плавления 0,1 кДж/г; теплота возгонки 197 кДж/моль; удельное электро-сопротивление $22,76 \cdot 10^{-6}$ Ом·см⁻¹, атомная магнитная восприимчивость при комнатной температуре $91,2 \cdot 10^{-6}$, электропроводность (в % от электропроводности меди) 4; твердость по Моосу 1,8; модуль эластичности 1660 кг/мм²; модуль сжатия 1220 кг/мм².

Стронций — щелочноземельный, химически активный металл, по свойствам близкий к Са и Ва. С кислородом образует окись SrO — серовато-белый тугоплавкий порошок, растворимый в воде и кислотах. С водой SrO энергично взаимодействует, образуя гидроксид Sr(OH)₂.

Элементарный порошкообразный стронций на воздухе самовозгорается, бурно разлагает воду с образованием гидроксида. При нагревании образует интерметаллические соединения типа SrPb₃. Кислородные соли стронция, из которых наиболее важными являются SrSO₄, SrCO₃ и Sr(NO₃)₂, по химическим свойствам

похожи на аналогичные соли кальция. Хорошо растворимы в воде нитрат $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$, хлорид SrCl_2 , бромид SrBr_2 и йодид стронция SrI_2 . Фторид стронция SrF_2 и большинство других солей в воде растворяются плохо. $\text{SrCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ при $61,5^\circ\text{C}$ переходит в $\text{SrCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, при 100°C полностью дегидратируется. Температура кипения хлорида стронция 1250°C . Азотнокислый стронций кристаллизуется в виде $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, при 645°C плавится, образуя SrO и $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$. В воде легко растворим; в этиловом спирте и ацетоне (на 100 г растворителя) при 250°C растворяется 0,02 г $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$. В крепкой азотной кислоте нитрат стронция в отличие от нитрата кальция практически нерастворим, что используется в аналитической химии. Углекислый стронций SrCO_3 — белый порошок, плохо растворимый в воде (0,0011 мг/л при 20°C и 0,065 мг/л при 100°C), при 1340°C выделяет CO_2 , плавится при 1497°C . Бикарбонат стронция $\text{Sr}(\text{HCO}_3)_2$ хорошо растворим в воде, известен только в растворе. Щавелевокислый стронций — кристаллический порошок, осаждается из нейтральных и щелочных растворов, практически нерастворим в воде. Сульфат стронция SrSO_4 — белый кристаллический порошок, в 100 г воды при 18°C растворится 11,4 мг SrSO_4 .

МИНЕРАЛОГИЯ

Особенности состава минералов

Известно 44 минерала стронция: фториды — 4, бораты — 8, карбонаты — 8, сульфаты — 2, фосфаты — 10, ванадаты — 2, окислы — 2 и силикаты — 8.

Минерал	Формула	Содержание SrO, %
Фториды		
Беггильдит	$\text{Na}_2\text{Sr}_2\text{Al}_2\text{F}_9(\text{PO}_4)$	37,6
Стенинит	$\text{Sr}_2\text{AlF}_5(\text{CO}_3)$	57,8
Тихоноковит	$\text{SrAlF}_4(\text{OH})\text{H}_2\text{O}$	36,7
Ярлит (?)	$\text{NaSr}_2\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_{11}$	33,8—42,0
Бораты		
Балавинскит (?)	$\text{Sr}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	43,0
Витчит	$\text{Sr}_2\text{B}_{11}\text{O}_{16}(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$	29,5—30,7
А-витчит (?)	$\text{Sr}_2\text{B}_{11}\text{O}_{16}(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$	—
Р-витчит	$\text{Sr}_2\text{B}_{11}\text{O}_{16}(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$	32,4
Кургантаит	$(\text{Sr}, \text{Ca})_2(\text{B}_6\text{O}_8)(\text{OH})_2\text{Cl}$	37,5
Стронциоборит	$\text{SrB}_3\text{O}_{11}(\text{OH})_4$	21,7
Стронциоджинорит	$(\text{Sr}, \text{Ca})_2\text{B}_{14}\text{O}_{20}(\text{OH})_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	10—20
Тунеллит	$\text{SrB}_6\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	26,8—27,7
Карбонаты		
Анкилит	$\text{Ce}(\text{Sr}, \text{Ca})(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$	17—21
Амбатоариянит (?)	$\text{Sr}_5(\text{Ce}, \text{La})_{10}\text{O}_3(\text{CO}_3)_{17}$	18,0
Бербанкит	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Sr}, \text{Ca}, \text{Ce}, \text{Ba})_3(\text{CO}_3)_3$	12,8—26,3
Велоганит	$\text{Na}_2\text{Sr}_3\text{Zr}(\text{CO}_3)_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	41,0
Доннайит	$\text{NaSr}_3\text{CaY}(\text{CO}_3)_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	35,8
Карбоцеранит	$(\text{Na}, \text{Sr}, \text{Ca}, \text{Ce})(\text{CO}_3)_2$	12,4
Стронцианит	SrCO_3	70,2
Стронциодрессерит	$\text{SrAl}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	24,1
Сульфаты		
Калистронцит	$\text{K}_2\text{Sr}(\text{SO}_4)_2$	24,3
Целестин	SrSO_4	56,42
Фосфаты		
Беловит	$\text{NaSr}_3\text{Ce}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$	33,6—39,3
Гояцит	$\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$	22,4
Гоудженит	$\text{Sr}_2\text{Al}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})$	34,0
Ольгит	$\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4$	20,4—21,6
Настрофит	$\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	22,2
Сванбергит	$\text{SrAl}_3(\text{SO}_4)(\text{PO}_4)(\text{OH})_6$	22,4
Стронций-анатит	$(\text{Sr}, \text{Ca})_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})$	46,1

Кемлитцит	(Sr, Ce)Al ₃ (AsO ₄)(SO ₄)(OH) ₆	8,3
Лусунгит (?)	(Sr, Pb)Fe ₃ ³⁺ (PO ₄) ₂ (OH) ₆ ·H ₂ O	20,2
Палермонт	(Li, Na) ₂ SrAl ₄ (PO ₄) ₄ (OH) ₄	9,2
В а н а д а т ы		
Дельрионт	(V ₂ O ₆)(OH) ₂ ·3H ₂ O	24,5
Метадельрионт (?)	(V ₂ O ₆)(OH) ₂	—
О к и с л ы		
Таусонит	(Sr, La, Na, Ca)TiO ₃	19,9—23,7
Кричтонит (?)	SrFe ₃ ²⁺ (Fe ³⁺ , Ti) ₈ Ti ₁₂ O ₃₃	—
С и л и к а т ы		
Брюстерит	(Sr, Ba, Ca) ₂ Al ₄ Si ₁₂ O ₃₂ ·10H ₂ O	9,0—11,8
Лампрофиллит	(Na, K) ₂ (Sr, Ba) ₂ Ti ₃ O ₂ Si ₄ O ₁₂ ·F ₂	13,4—16,8
Нордит	(Na, Mn)(Sr, Ca)(La, Ce)(Zn, Mg)Si ₆ O ₁₂	47,4
Омилиит	Sr ₂ (Ti, Fe ³⁺)Si ₄ O ₁₂ (OH)·2H ₂ O	47,4
Славсонит (?)	SrAl ₂ Si ₂ O ₈	—
Стронциоджоакиннит	NaSr ₂ Fe ²⁺ +Ce ₂ Ti ₂ O ₂ Si ₄ O ₁₂ ·H ₂ O	—
Умбозерит	Na ₃ Sr ₄ Th(Fe, Mn, Zr)Si ₈ O ₂₄ (OH)	29,7
Харадаит	Sr ₂ V ₂ ⁴⁺ O ₂ Si ₄ O ₁₂	27,1

Большая часть известных минералов — кислородные соли, что объясняется низкими значениями электроотрицательности и потенциала ионизации, а также большим сродством стронция к кислороду.

Кристаллохимическая близость стронция к кальцию и барию — причина частого присутствия в его минералах этих элементов. В агапитовых щелочных породах и их дериватах с преобладанием натрия в сумме щелочей образуются совместные стронций-натриевые минералы. Таким образом, в минералах стронция широко проявлен его изовалентный изоморфизм с кальцием и барием и гетеровалентный — с калием. В составе многих стронциевых минералов присутствуют редкие земли, занимающие самостоятельную кристаллохимическую позицию или замещающие кальций. Обычно редкие земли имеют цериевый состав. Многие гидротермальные и гипергенные минералы стронция содержат гидроксильную группу или H₂O.

Лишь стронцианит и целестин широко распространены в природе и образуют рудные скопления промышленного значения; относительно часто встречаются гоэцит и сванбергит, а в породах щелочных комплексов — лампрофиллит; остальные минералы редки.

Описание минералов

Беггильдит (beggildite) Na₂Sr₂Al₂F₉(PO₄). Описан Bogvad (1951). Состав (%): Na 8,6; K 0,15; Mg 0,18; Ca 0,2; Ba 0,35; Sr 31,89; Al 10,04; PO₄ 17,63; F 31,7; теоретический состав: Na 8,89; Sr 33,89; Al 10,44; P₂O₅ 13,75; F 33,06. Синг. монокл.; простр. группа *P2₁/c*; *a*₀ 5,251, *b*₀ 10,46, *c*₀ 18,58; β=107,53°; дебаграмма 3,95—3,88—3,16—3,12—2,62. Двуосный (+); *Ng* 1,469, *Nm* 1,466, *Np* 1,462; 2*V* 78—80°. Излом неровный; розовый; пл. 3,66; тв. 4—5. Единственная находка — в криолитовом месторождении Ивигтут (Гренландия) с флюоритом и яритом.

Стенонит (stenonite) Sr₂AlF₅(CO₃). Описан Pauly (1962 г.). Хим. состав (%): теоретич. — Sr 49,06; Al 7,55; CO₃ 16,8; F 26,59; состав минерала с примесью 3 % ярита из Ивигтут — Na 0,58; Ca 0,01; Ba 1,09; Sr 47,08; Al 7,33; CO₃ 16,0; F 27,13. Синг. монокл.; простр. группа *2P₁/m*; *a*₀ 5,447, *b*₀ 8,688, *c*₀ 13,14; дебаграмма 2,238—2,161—1,922—1,357—1,296. Двуосный (—), *Ng* 1,538, *Nm* 1,527,

№ 1,452; $2V$ 43° . Цвет белый, блеск стеклянный; пл. 3,86; тв. 3. Единственная находка — в криолитовом месторождении Ивигтут (Гренландия) с ярлитом, флюоритом, веберитом.

Тихоненковит (tikhonenkovite) $\text{SrAlF}_4(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$. Обнаружен А. П. Хомяковым и др. (1964 г.). Хим. состав (%): Fe_2O_3 0,52; Al 12,1; Sr 36,74; Ca 0,93; K 0,012; Na 0,007; F 33,88; OH 7,62; H_2O 7,97. Синг. монокл.; a_0 8,73, b_0 10,62, c_0 5,02; дебаграмма 4,89—3,64—3,27—2,299—2,095; двусный (—); Ng 1,458, Nm 1,456, Np 1,452; $2V$ 70° . Бесцветный; прозрачный; блеск стеклянный; излом раковистый до неровного; пл. 3,26; тв. 3,5. Эндотермические эффекты при 360° , 480° и 930°C . Редкий минерал. Встречен в зоне окисления сидеритсодержащих руд (Тува) с лимонитом, гидротематитом, стронцианитом.

Ярлит (jarlite) $\text{NaSr}_2\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_{11}$. Открыт Bogvad (1933 г.). Хим. состав (%): Li 0,04—0,08; Na 3,23—3,54; Mg 0,9—1,38; Ca 0,55—3,2; Sr 28,7—35,6; Ba 0,99—2,25; Al 12,16—12,49; Fe 0,17—0,31; F 43,23—45,5; H_2O^+ 2,14—2,91; H_2O^- 0,08. Синг. монокл.; простр. группа $C2/m$ или $C2$; a_0 16,02, b_0 10,48, c_0 7,25; дебаграмма 3,18—3,10—2,97—2,15—1,812. Двусный (—); Ng 1,436, Nm 1,433; Np 1,429; $2V$ $90^\circ \pm 10^\circ$. Излом неровный. Бесцветный, прозрачный; блеск стеклянный до матового. Пл. 3,65; тв. 3—4,5. Встречен в криолитовом месторождении Ивигтут (Гренландия) с криолитом, баритом, беггильдитом.

Разновидность: Са-ярлит (Ножкин и др., 1970 г.). Отличается высоким содержанием Са и Ва. Хим. состав (%): CaO 17,4; SrO 11,33; BaO 4,46; MgO 4,21; K_2O 0,97; Na_2O 4,78; Al_2O_3 26,46; F 47,5; H_2O^+ 3,1; FO 19,95. Дебаграмма 3,18—3,04—2,96—2,33—2,15. Экзотермический эффект при 340°C и эндоэффект при 730°C .

Балавинскит (balavinskite) $\text{Sr}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Найден Я. Я. Яржемским (1966 г.). Хим. состав (%): SrO 43,0; VO_3 41,0; H_2O 16,0. Синг. ромбич. Дебаграмма 3,17—1,94—1,12—1,05. Двусный (+); Ng 1,568, Nm 1,535, Np 1,518; $2V$ 71° . Найден в ангидрит-доломитовых породах (Казахстан). Плохо изучен.

Витчит (veatchite) $\text{Sr}_2\text{B}_{11}\text{O}_{16}(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Описан Switzer, Brannock (1950 г.). Хим. состав (%): CaO 1,3—1,7; SrO 29,5—30,72; B_2O_3 57,3—57,96; H_2O 9,6—9,63. Синг. монокл.; простр. группа $A2/a$ или Aa ; a_0 20,860, b_0 11,738, c_0 6,652, β $99,10^\circ$. Дебаграмма 10,5—3,47—3,32—2,86—2,6; двусный (+); Ng 1,621, Nm 1,553, Np 1,551; $2V$ 37° . Бесцветный, блеск стеклянный, перламутровый; прозрачный. Пл. 2,69; тв. 3,5. Найден в колеманитовом руднике Ланг (шт. Калифорния, США) и в соленосных отложениях перми (Англия, ФРГ).

А-витчит (A-veatchite) $\text{Sr}_2\text{B}_{11}\text{O}_{16}(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Описан Kambasar (1979 г.). Синг. трикл.; простр. группа $P1$ или $P\bar{1}$; a_0 20,8, b_0 11,72, c_0 6,63. Найден в боратовом месторождении Эмет (Турция). Плохо изучен.

Р-витчит (P-veatchite) $\text{Sr}_2(\text{B}_{11}\text{O}_{16})(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Хим. состав (%): SrO 32,4; B_2O_3 58,0; H_2O 9,6. Синг. трикл.; простр. группа $P2_1$ или $2P2_1/m$; a_0 6,72, b_0 20,81, c_0 6,64, β $119,15^\circ$. Дебаграмма 10,3—5,63—3,42—3,30—2,85—2,57. По физическим свойствам близок к витчиту. (Кондратьева, 1964; Clark, Christ, 1971).

А-витчит и Р-витчит — полиморфные модификации витчита.

Кургантаит (kurgantait) $(\text{Sr}, \text{Ca})_2(\text{B}_5\text{O}_8)(\text{OH})_2\text{Cl}$. Обнаружен А. А. Скробовым, описан Я. Я. Яржемским (1952 г.). Стронциогильгардит, описанный позднее Braitch (1959 г.), идентичен кургантаиту. Хим. состав (%): CaO 15,37; SrO 37,48; B_2O_3 41,41; H_2O 5,74 (кургантаит); CaO 16,13; SrO 35,39; B_2O_3 46,37; H_2O 4,8 (стронциогильгардит). Синг. трикл.; простр. группа $P1$; a_0 6,38, b_0 6,48, c_0 6,61, β $= 61^\circ$. Дебаграмма 2,89—2,82—2,78—2,14,—2,05. Двусный (+); Ng

1,670, *Nm* 1,639, *Np* 1,638; *2V* 19°. Белый, непрозрачный; пл. 2,99; тв. 3,5. Обнаружен в гипс-ангидритовых породах с сивльином, карналлитом и галитом (СССР, ФРГ).

Стронциоборит (strontioborite) $\text{SrB}_8\text{O}_{11}(\text{OH})_4$. Открыт В. В. Лобановой (1960 г.). Хим. состав (%): CaO 4,15; SrO 21,66; MgO 5,75; B_2O_5 57,85; H_2O 11,52. Синг. монокл.; простр. группа $P2_1$; a_0 9,91, b_0 8,13, c_0 7,62. Дебаеграмма 7,33—4,09—3,50—3,32; двусный (+); Ng 1,579, Nm 1,510, Np 1,470; *2V* 85°. Белый, пл. 2,4. Единственная находка — в соленосных отложениях с джидоритом, борацитом, ангидритом (Казахстан).

Стронциоджинорит (strontioginorite) $(\text{Sr}, \text{Ca})_2\text{B}_{14}\text{O}_{20}(\text{OH})_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Описан Braithe (1959 г.). Синоним волковит. Хим. состав (%): SrO 10—20; $\text{Sr}/\text{Ca} = 0,7$ —1,3. Синг. монокл.; простр. группа $P2_1/a$; a_0 12,82, b_0 14,45, c_0 12,78; $\beta = 101^\circ$. Дебаеграмма 7,25—5,40—3,92—3,34—2,10—1,19. Двусный (+); Ng 1,577, Nm 1,524, Np 1,512; *2V* 52°. Бесцветный, прозрачный, блеск шелковистый; тв. 2—3. Редкий минерал соляных отложений (Геттинген в ФРГ, Индер в СССР).

Тунеллит (tunellite) $\text{SrB}_6\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Найден Erd a. oth. (1961 г.). Хим. состав (%): SrO 26,77—27,72; B_2O_3 53,7—54,16; H_2O 18,7—20,0. Синг. монокл.; простр. группа $P2_1/a$; a_0 14,36, b_0 8,19, c_0 9,33, β 113°. Дебаеграмма 6,57—5,52—3,86—2,50. Двусный (+); Ng 1,569, Nm 1,534, Np 1,519; *2V* 68°. Бесцветный, прозрачный; пл. 2,4, тв. 2,5. Эндотермические эффекты при 200—255 °С и 405—430 °С, экзотермический эффект при 750 °С. Редкий минерал. Известен в боратовом месторождении Крамер (шт. Калифорния, США) с индеритом, улукситом, также в боратовом месторождении Сарикайя (Турция), связанном с озерно-вулканогенными фациями неогена.

Анкилит (ancylite) $\text{Ce}(\text{Sr}, \text{Ca})(\text{CO}_3)_2(\text{OH})\text{H}_2\text{O}$. Установлен Flink (1899 г.). Хим. состав (%): FeO 0,35—0,5; CaO 1,52—3,78; MgO 0—0,08; BaO 0,0—0,65; SrO 17,1—21,03; Ce_2O_3 22,25—25,26; La_2O_3 24,04—24,77; ThO_2 0—0,2; CO_2 22,33—23,38; H_2O 5,77—6,52. Состав редких земель селективно цериевый. Синг. ромб.; простр. группа $Pm\bar{3}n$; a_0 5,03, b_0 8,53, c_0 7,29. Дебаеграмма 4,37—3,75—2,96—2,35—1,74. Двусный (—); Ng 1,740, Nm 1,705, Np 1,638; *2V* 68°. Излом занозистый; цвет желтый, коричневый; черта белая; просвечивает; пл. 4, тв. 4. Эндотермический эффект при 480 °С. Минерал щелочных пегматитов (Гренландия, Хибинь) и анкеритовых карбонатитов (Карелия, Сибирь); иногда гипергенный (по нордиту).

Амбатоаринит — карбонат стронция и редких земель с Мадагаскара (Lacroix, 1922 г.), найден также в карбонатах на Кольском п-ове. Достоверность минерала не ясна. Возможно — аналог карбоцернаита или самостоятельный минерал, обогащенный стронцием по сравнению с карбоцернаитом (до 17,8%), возможная формула — $\text{Sr}_5(\text{Ce}, \text{La})_{10}\text{O}_3(\text{CO}_3)_{17}$.

Бербанкит (burbankite) $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Sr}, \text{Ca}, \text{Ce}, \text{Ba})_3(\text{CO}_3)_5$. Описан Pecoга, Kerr (1953 г.). Хим. состав (%): TR_2O_3 9,48—18,95; P_2O_5 0—0,12; Fe_2O_3 0,03—0,48; Al_2O_3 0,25—1,05; BaO 2,33—13,66; SrO 12,86—26,33; CaO 6,76—13,46; MgO 0,14—0,35; K_2O 0,15—2,35; Na_2O 14,52—9,69; CO_2 30,77—34,3; SiO_2 0—0,19; H_2O 0,18—3,94. Состав редких земель — селективно цериевый. Синг. гексагон., простр. группа $P6_3/mc$; a_0 10,52, c_0 6,51. Дебаеграмма 5,28—3,73—3,04—2,64—2,15. Одноосный (—); N_0 1,618—1,635, N_e 1,606—1,623. Цвет серо-желтый, блеск стеклянный, излом неровный. Пл. 3,55—3,60; тв. 3. Эндотермический эффект при 670 °С и 730 °С.

Известен в гидротермалитах щелочных граносиенитов (шт. Монтана, США), в поздних карбонатитах (Кольский п-ов), в щелочных метасоматитах (Урал).

Разновидность: ханншит (бариевый бербанкит), найденный в карбонатитах. Хим. состав (%): Na_2O 8,33—8,63; K_2O 0,77—0,95; CaO 6,40—9,25; BaO 31,92—36,38; SrO 7,16—8,32; TR_2O_3 10,41—11,18; CO_2 28,28—28,48; H_2O 1,32—1,59. По структуре аналогичен бербенкиту, физические свойства близки.

Велоганит (weloganite) $\text{Na}_2\text{Sr}_3\text{Zr}(\text{CO}_3)_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Открыт Sabina, Jambor, Plant (1968 г.). Хим. состав (%): SrO 41,0; ZrO_2 19,4; CO_2 32,2; H_2O 6,6. Синг. тригон.; простр. группа $P3_1$ или $P3_2$; a_0 8,99, b_0 8,99, c_0 6,73. Дебаграмма 4,36—2,81—2,59—2,23—2,01. Двуосный (+); Ng 1,648, Nm 1,646, Np 1,558; $2V$ 15°. Цвет лимонно-желтый до янтарного, блеск стеклянный, черта белая, излом раковистый. Пл. 3,2, тв. 3,5. Эндотермический эффект при 378 °С. Единственная находка — в щелочной дайке, секущей известняки на о-ве Монреаль (Канада).

Доннайит (donnaite) $\text{NaSr}_3\text{CaY}(\text{CO}_3)_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Открыт G. Chao (1978 г.). Хим. состав (микронд, %): Na_2O 3,37; CaO 5,75; BaO 0,85; SrO 35,8; Y_2O_3 13,1; Nd_2O_3 1,83; La_2O_3 1,45; CO_2 30,98; H_2O 6,34. Синг. трикл.; простр. группа $P1$; a_0 9,00, b_0 9,00, c_0 6,79, $\beta = 116^\circ$. Дебаграмма 6,10—4,37—2,84—2,60—2,04—2,02; двуосный (—); Ng 1,652, Nm 1,646, Np 1,551; $2V$ 0—20. Цвет желтый, белый, серый; черта бурая, блеск стеклянный. Пл. 3,3, тв. 3. Единственная находка — в пегматитах нефелиновых сиенитов (Канада) с анальцимом, кальцитом, хлоритом.

Карбоцернаит (carbocernaite) $(\text{Na}, \text{Sr}, \text{Ca}, \text{Ce})(\text{CO}_3)_2$. Открыт А. Г. Булах и др. (1961 г.). Хим. состав (%): TR_2O_3 26,1; Fe_2O_3 1,5; Al_2O_3 0,3; CaO 15,1; SrO 12,43; BaO 3,2; N_2O 5,11; CO_2 31,82; H_2O^+ 2,1; H_2O^- 0,3; н. о. 1,4. Состав редких земель селективный цериевый. Синг. ромб.; простр. группа $Pb2_1m$; a_0 6,41, b_0 7,30, c_0 5,23. Дебаграмма 3,00—2,02—1,81—1,17. Двуосный (—); Ng 1,708, Nm 1,679, Np 1,569; $2V$ 52°. Хрупкий; пл. 3,53, тв. 3; бесцветный, прозрачный; блеск стеклянный. Эндотермические эффекты при 60 °С и 950 °С. Найден в доломит-кальцитовых карбонатитах (Кольский п-ов).

Стронцианит (strontianite) SrCO_3 . Открыт Уолкером в 1764 г. Хим. состав (%): SrO 70,2; CaO 29,8 (теорет.). В стронцианите обычен Ca, замещающий Sr до отношения $\text{Ca} : \text{Sr} = 1 : 4,5$. Синг. ромбич.; простр. группа $Pnma$; a_0 5,09, b_0 8,358, c_0 5,997. Дебаграмма 3,47—2,022—2,416—1,794. Двуосный (—); Ng 1,668, Nm 1,667, Np 1,520; $2V$ 7°. Призматические, игольчатые, длиннопластинчатые кристаллы; волокнистые, сферолитовые, агрегаты. Спайность ясная по (110), нессвершенная по (021). Двойники чаще всего по (110). Излом неровный или раковистый; бесцветный или окрашенный в зеленоватые, желтоватые и сероватые тона; черта белая; блеск стеклянный, на изломе жирный. Прозрачный до просвечивающего. Пл. 3,76, тв. 3,5—4,0. Эндотермический эффект при 926 °С, диссоциация после 1070 °С.

Один из наиболее распространенных минералов стронция. Известен в низкотемпературных гидротермальных месторождениях с целестином, баритом, кальцитом, сульфидами свинца, цинка, флюоритом. Характерный минерал карбонатитов. Эпигенетические месторождения стронцианита известны в карбонатных и эффузивно-осадочных породах.

Разновидности: кальциостронцианит (calciostrontianite), бариостронцианит (bariumstrontianite).

Стронциодрессерит (strontiodresserite) $\text{SrAl}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Описан Jambor (1977 г.). Хим. состав (%): CaO 2,83; SrO 24,07; Al_2O_3 29,16. Синг. ромб.; a_0

9,14, b_0 15,91, c_0 5,59. Дебаеграмма 7,93—5,99—4,39—3,00—2,64; двусный (—); Ng 1,595, Nm 1,583, Np 1,510; $2V$ 42,5°. Белый. Пл. 2,71. Единственная находка — в карбонатитовом силле (Канада).

Калистронцит (calistronite) $K_2Sr(SO_4)_2$. Открыт М. Л. Волковой (1962 г.). Хим. состав (%): Na_2O 2,18; K_2O 20,19; CaO 5,41; MgO 0,13; SrO 24,35; SO_3 47,73. Синг. тригон.; простр. группа $R\bar{3}m$; a_0 5,45, c_0 20,7. Дебаеграмма 3,14—3,12—1,90—1,74—1,04. Бесцветный, прозрачный; блеск стеклянный; хрупкий. Пл. 3,3; тв. 2. Одноосный (—); No 1,569, Ne 1,549. Эндотермический эффект при 634 °С. Единственная находка — в пермских эвапоритовых отложениях (Башкирия).

Целестин (celestine) $SrSO_4$. Найден Шютцем в 1871 г. Хим. состав (%): SrO 56,42; SO_3 43,58 (теорет.). Обычно содержит примеси Са, Ва. Минералы, соответствующие области составов 10—90 % $SrSO_4$ (или $BaSO_4$), принято называть соответственно баритоцелестинами или целестинобаритами. Составы с 40—70 % $BaSO_4$ в природе практически не встречаются. Известна ограниченная изоморфная смесимость изоструктурных $SrSO_4$ и $CaSO_4$ (ангидрита и целестина); в целестин может входить до 12 % $CaSO_4$ (кальциоцелестин), а в $CaSO_4$ — до 42 % $SrSO_4$. Синг. ромбич.; простр. группа $Prma$; a_0 8,36, b_0 5,352, c_0 6,858. Дебаеграмма 3,25—2,03—1,99—1,77; двусный (+); Ng 1,631, Nm 1,624, Np 1,622; $2V$ 51°. Слабо плеохроирует в сине-зеленом, фиолетовом и голубом тонах. Тонко- и толстоблабитчатые по (001) кристаллы, спайность совершенная по (001), слабая по (010). Излом неровный, цвет голубой до синего, реже розовый, красный, белый. Блеск стеклянный до перламутрового. Пл. 3,9—4, тв. 3—3,5. Флюоресцирует и термолюминесцирует слабым синим цветом.

Наиболее распространенный минерал стронция, образует промышленные месторождения. Встречается в осадочных породах сульфатно-карбонатных, карбонатно-терригенных, соленосных формаций в виде аутигенных зерен, конкреций, зоо- и фитоморфоз. Эпигенетический целестин образует жилы, прожилки, жеоды, стратиформные залежи. Ассоциирует с гипсом, доломитом, баритом, флюоритом, серой. Образует промышленные залежи в эффузивно-осадочных толщах. Характерный минерал низкотемпературных полиметаллических, баритовых, флюоритовых месторождений. Известен в кимберлитах и карбонатитах.

Беловит (belovite) $NaSr_3Ce(PO_4)_3(OH)$. Описан Л. С. Бородиным и М. Е. Казаковой (1954). Хим. состав (%): Na_2O 3,6—4,08; K_2O 0—0,2; CaO 0,75—5,23; MgO 0—0,16; BaO 0,96—1,04; SrO 33,6—39,31; Ce_2O_3 21,32—24,00; ThO_2 0—0,66; Fe_2O_3 0,49—0,6; SiO_2 0,2—0,45; SO_3 0,3—1,12, P_2O_5 28,88—29,3; п.п.п. 0—2,55. Состав редких земель селективный цериевый. Синг. тригон.; простр. группа $\bar{P}3$; a_0 9,62, c_0 7,12. Дебаеграмма 2,87—2,78—1,998—1,900—1,073; одноосный; No 1,660, Ne 1,640. Медово-желтый, блеск стеклянный; пл. 4,19, тв. 5. Редкий минерал уссингитовых пегматитов нефелин-сиенитовых сиенитов; встречается в ассоциации с нордитом, стенетрупином, чкаловитом (Ловозерский массив).

Гояцит (goyazite) $SrAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$. Открыт Damour (1884 г.). Синонимы: гамлинит (hamlinite), боуманит (bowmanit). Хим. состав (%): BaO 0—4,0; SrO 17,33—19,8; Al_2O_3 32,3—50,66; P_2O_5 14,87—28,92; H_2O 12,0—16,67. Синг. тригон.; простр. группа $R\bar{3}m$; a_0 7,021, c_0 16,5. Одноосный (+); No 1,630, Ne 1,620. Бесцветный, розовый, медово-желтый; блеск жирный; прозрачный; пл. 3,26, тв. 4,5—5,0. Распространенный гидротермальный и гипергенный минерал (в пегматитах, корях выветривания, бокситах, известняках).

Годкенит (goudkenite) $\text{Sr}_2\text{Al}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})$. Описан Moore (1975 г.). Хим. состав (%): Na_2O 0,05; CaO 11,4; MgO 0,17; SrO 32,7; FeO 0,05; MnO 0,05; Al_2O_3 13,7; P_2O_5 34,9. Синг. монокл.; простр. группа $P2_1/m$; a_0 8,45, b_0 5,74, c_0 7,26, β 113°. Дебаеграмма 7,76—3,06—2,84—2,58—2,17; двуосный (+); Ng 1,692, Nm 1,673, Np 1,669; $2V$ 48°. Бесцветный до желтого, блеск полуалмазный. Пл. 3,83, тв. 5. Единственная находка — в витлонит-карбонатапатит-сидеритовых агрегатах из гранитных пегматитов (США).

Ольгит (olgite) $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4$. Описан А. П. Хомяковым и др. (1980 г.). Хим. состав (%): Na_2O 13,9—14,9; K_2O 0,43—0,46; SrO 20,4—21,6; BaO 23,4—28,7; CaO 0,52—0,81; MnO 0,37—0,89; La_2O_3 2,3—6,14; Ce_2O_3 0,43—0,96; Pr_2O_3 0,03—0,07; Nd_2O_3 0,02—0,09; P_2O_5 31,6—32,0; SnO_2 0,06—0,15 (микрозонд). Редкие земли имеют селективный лантановый состав. Синг. тригон., гексагон.; простр. группа $\overline{P3m1}$ или $P3m1$; a_0 5,558, c_0 7,037. Дебаеграмма 3,97—2,842—2,763—1,982—1,607; одноосный (—); No 1,619, Ne 1,623. Голубой, блеск стеклянный; тв. 4,5; микротвердость 343; пл. 3,96. Редкий минерал в пегматитах, нефелиновых сиенитах и в хибинитах на Кольском п-ове.

Настрофит (nastrophite) $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Обнаружен А. П. Хомяковым и др. (1981 г.). Хим. состав (%): Na_2O 8,21; K_2O 0,05; CaO 0,41; BaO 8,17; SrO 22,19; P_2O_5 19,04; H_2O 40,52; н. о. 1,64. Синг. куб.; простр. группа $P2_13$; a_0 10,559. Дебаеграмма 5,21—4,67—3,49—2,54—1,953. Оптически изотропный, N 1,502±0,001. Излом раковистый; бесцветный, водяно-прозрачный; блеск стеклянный; хрупкий. Пл. 2,05, тв. 2. Встречен в пегматоидных прожилках из нефелиновых и канкринитовых сиенитов (Кольский п-ов).

Сванбергит (svanbergite) $\text{SrAl}_3(\text{SO}_4)(\text{PO}_4)(\text{OH})_8$. Охарактеризован Ygberg (1945 г.). Синоним гартит (harttite). Хим. состав (%): Na_2O 0—0,4; CaO 0—4,01; MgO 0—0,44, SrO 12,84—17,99, CeO_2 0—1,02, Al_2O_3 32,66—39,84, FeO 0—0,73; Fe_2O_3 0—0,55; PbO 0—3,82; SiO_2 0—1,42; TiO_2 0—1,42; P_2O_5 15,7—21,17; SO_3 5,27—17,34; H_2O 11,59—14,33. Синг. тригон.; простр. группа $R\overline{3}m$; a_0 6,96, c_0 16,8; одноосный (+), No 1,640, Ne 1,626. Бесцветный, желтый, розовый; блеск стеклянный до алмазного; пл. 3,24, тв. 5. Эндотермический эффект при 430—590 °С, экзотермический — при 300 °С. Характерный минерал гидротермалитов, известен в кварцитах (Швеция), андалузитовых породах (шт. Невада, США), в бокситах и корах выветривания (Украина, Урал, Казахстан).

Стронций-апатит (strontium-apatite) $(\text{Sr}, \text{Ca})_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})$. Изучен А. Ф. Ефимовым и др. (1962 г.). Хим. состав (%): Na_2O 0,64; K_2O 0,1; CaO 10,8; BaO 2,7; SrO 46,06; MgO 1,64; TR_2O_3 3,73; ThO_2 0,6; Al_2O_3 0,4; Fe_2O_3 0,15; SiO_2 0,9; P_2O_5 30,44; H_2O 0,61; F 1,67. Состав редких земель селективный цериевый. Синг. гексагон., простр. группа $P6_3$ или $P6_3/m$; a_0 9,42, c_0 6,98. Дебаеграмма 2,89—2,78—2,005—1,909—1,467; одноосный, No 1,651, Ne 1,637. Цвет бледно-желтый, бледно-зеленый; блеск стеклянный; пл. 3,84; тв. 5. Встречен в щелочных пегматитах Инаглинского массива (Якутия).

Кемлитцит (kemlitzite) $(\text{Sr}, \text{Ce})\text{Al}_3(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$. Открыт Нак (1969 г.). Хим. состав (%): CaO 0,9; MgO 0,9; SrO 8,27; TR_2O_3 12,6; Al_2O_3 27,24; Fe_2O_3 0,78; As_2O_5 21,57; P_2O_5 5,69; SO_3 5,99; SiO_2 2,18; H_2O 12,04. Синг. тригон.; простр. группа $R\overline{3}m$; a_0 7,03, c_0 16,51. Дебаеграмма 5,71—3,51—2,96—2,20—1,90—1,76; одноосный; No 1,707, Ne 1,701. Белый. Пл. 3,6, тв. 5,5. Эндотермические эффекты при 710—730 °С и 1020 °С. Единственная находка — в корах выветривания гранитов (Кемлиц, ГДР).

Лусунгит (lusungite) $(\text{Sr}, \text{Pb})\text{Fe}_3^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Описан Van Wambeke (1958 г.). Хим. состав: SrO 20,24%; PbO 16,2%. Синг. гексагон.; простр. группа $\overline{R3m}$; a_0 7,04, c_0 16,80. Дебаеграмма 5,77—3,54—2,98—2,48—2,20; одноосный (+), N_0 1,855, N_e 1,77; слабо плеохроирует. Найден в пегматитах с лимонитом.

Палермонт (palermoite) $(\text{Li}, \text{Na})_2\text{SrAl}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_4$. Описан Mrose (1952 г.). Хим. состав (%): Na_2O 1,56; K_2O 0,1; CaO 0,88; SrO 9,20; Li_2O 3,70; Al_2O_3 33,85; P_2O_5 44,64; H_2O 5,97. Синг. ромбич.; простр. группа Jmm ; a_0 7,31, b_0 15,79, c_0 11,53. Дебаеграмма 4,35—3,32—3,13—3,08—2,90. Бесцветный, белый; черта белая. Пл. 3,22, тв. 5,6; двуосный (—); Ng 1,644, Nm 1,642, Np 1,627. Редкий минерал. Найден в пустотах пегматитов Палермо (шт. Нью-Гемпшир, США).

Дельрионт (delrioite) $(\text{V}_2\text{O}_6)(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Описан Thompson, Sherwood, (1959 г.). Хим. состав (%): SiO_2 1,30; CaO 13,30; SrO 24,50; V_2O_5 46,00; H_2O^+ 5,64; H_2O^- 9,24; теорет. состав — CaO 14,40, SrO 26,26, V_2O_5 45,96, H_2O^+ 4,55, H_2O^- 9,09. Синг. монокл.; простр. группа $J2/a$; a_0 17,7, b_0 7,08, c_0 14,64. Дебаеграмма 6,52—4,39—3,54—3,26—2,79; двуосный (—); Ng 1,866, Nm 1,834, Np 1,783; $2V$ 78,5°. Желто-зеленый, блеск стеклянный до перламутрового; пл. 3,1, тв. 2. Единственная находка — в песчанике уран-ванадиевого рудника Джо Дэдли (шт. Колорадо, США).

Метадельрионт (metadelrioite) $(\text{V}_2\text{O}_6)(\text{OH})_2$. Описан Lindberg (1970 г.). Данных о хим. составе нет. Синг. триклин; a_0 7,34, b_0 8,38, c_0 5,12, $\beta=90^\circ$. Дебаеграмма 4,94—4,73—3,46—2,68—2,55. Пл. 4,2. При гидратации переходит в дельрионт. Плохо изучен.

Таусонит (tausonite) $(\text{Sr}, \text{La}, \text{Na}, \text{Ca})\text{TiO}_3$. Установлен А. А. Ганзеевым и А. В. Быковой и описан как стронциевый перовскит (1973 г.). Хим. состав (%): Na_2O 2,52—3,27; CaO 10,3—10,8; MgO 0—0,37; SrO 19,9—23,74; TR_2O_3 14,22—16,9; TiO_2 44,2—44,32; Fe_2O_3 1,04—2,03; Al_2O_3 0—0,67; Nb_2O_5 1,62—1,71; Ta_2O_5 0—0,54; SiO_2 0—0,24; H_2O^+ 0,4—1,35. Синг. куб.; a_0 3,90. Бурый, блеск алмазный; пл. 4,84. Найден в пегматоидных нефелин-эгириин-полевошпатовых жилах (Алданский шит).

Кричтонит (crichtonite) $\text{SrFe}_3^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_6\text{Ti}_{12}\text{O}_{38}$. Сведений об анализах нет. Синг. тригон.; простр. группа $\overline{R3}$; a_0 10,37, c_0 20,75. Дебаеграмма 3,39—2,88—2,13—1,60—1,44. Ромбоэдрические кристаллы; черный; пл. 4,46. Плохо изучен.

Брюстерит (brewsterite) $(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}]$. Описан Brooke (1922 г.). Хим. состав (%): CaO 0,8—1,19; BaO 3,01—6,80; SrO 8,99—11,8; Al_2O_3 15,25—15—86; Fe_2O_3 0,08—0,11; SiO_2 54,02—54,42; H_2O 13,2—13,7. Синг. монокл.; простр. группа $P2_1/m$; a_0 6,82, b_0 17,51, c_0 7,75. Дебаеграмма 6,31—5,06—4,65—3,27—2,92; двуосный (+); Ng 1,522, Nm 1,510, Np 1,506, $2V$ 65°. Белый, желтый; пл. 2,45; тв. 5. Встречен в полиметаллических жилах (Шотландия), в пустотах среди сланцев и базальтов (Франция), в аплитах и альбитизированных сиенитах (СССР).

Лампрофиллит (lamprophyllite) $(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Sr}, \text{Ba})_2\text{Ti}_3\text{O}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]\text{F}_2$. Открыт Ramsay, Hackman (1894 г.). Хим. состав (%): Na_2O 10,3—15,7; K_2O 0—2,31; MgO 0,23—2,38; CaO 0,3—2,92; SrO 13,43—16,76; BaO 0,56—6,88; MnO 1,89—4,29; FeO 0,76—5,21; Al_2O_3 0—3,75; Fe_2O_3 0,29—3,87; SiO_2 28,9—31,75; TiO_2 21,18—31,73; H_2O^+ 0,17—1,1; F 0—1,25; Cl 0—0,62. Синг. монокл.; простр. группа $C2/m$; a_0 5,40, b_0 7,06, c_0 19,76. Дебаеграмма 3,70—3,17—2,75—2,58—2,12; двуосный (+); Ng 1,769, Nm 1,754, Np 1,740; $2V$ 40°. Излом неровный; золотисто-бурый, золотисто-желтый; черта буровато-желтая; блеск стеклянный; пл. 3,45; тв.

2—3. Характерный акцессорный минерал щелочных пород и их пегматитов; в ассоциации с эвдиалитом, эгирином, мурманитом (Кольский п-ов), известен в альбититах, пироксенитах.

Нордит (nordite) $(\text{Na}, \text{Mn})_2(\text{Sr}, \text{Ca})(\text{La}, \text{Ce})(\text{Zr}, \text{Mg})[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$. Установлен В. И. Герасимовским (1941 г.). Хим. состав (%): Ce_2O_3 8,77—9,38; La_2O_3 11,43—11,52; Th_2O_3 0—0,26; SiO_2 45,07—45,53; Fe_2O_3 1,15—1,84; BaO 0—0,35; SrO 7,11—7,40; CaO 3,74—4,46; MnO 3,29—6,04; FeO 0—2,12; MgO 1,66—2,0; ZrO_2 0—3,9; K_2O 0—0,8; Na_2O 11,70. Состав редких земель селективный цериевый. Синг. ромб.; простр. группа *Rccc*; a_0 14,27, b_0 5,16, c_0 19,45; дебаеграмма 2,95—2,86—1,764—1,144; двусный (—); *Ng* 1,642, *Nm* 1,630, *Np* 1,619; $2V$ 30°. Хрупкий; коричнево-красный; полупрозрачный; блеск стеклянный; пл. 3,48; тв. 5. Редкий минерал агапитовых сиенитов и уссингитовых пегматитов. При выветривании переходит в анкилит.

Омилит (omilite) $\text{Sr}_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Открыт Komatsu (1973 г.). Хим. состав (%): SiO_2 34,79; Ti_2O_3 10,27; Fe_2O_3 0,20; SrO 47,37; H_2O 6,68. Синг. монокл.; простр. группа *P2₁/m*; a_0 10,979, b_0 7,799, c_0 7,818, β 100,90°. Дебаеграмма 4,62—3,83—3,26—3,04—2,60. *Ng* 1,849, *Np* 1,715. Пл. 3,38, тв. 3,5. Единственная находка — в амфибол-альбититовой дайке в серпентинитах (Япония).

Славсонит (slawsonite) $\text{SrAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_8]$. Описан Griffen (1977 г.). Стронциевый аналог парацельзиана. Микронзондовый анализ пересчитывается на формулу $\text{Sr}_{0,87}\text{Ca}_{0,13}\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Синг. монокл.; простр. группа *P2₁/a*; a_0 8,888, b_0 9,344, c_0 8,326, β 90,33°. Прозрачный. Плохо изучен.

Стронциоджоакинит (strontiojoakinite). $\text{NaSr}_2\text{Ce}_2\text{Fe}^{2+}\text{Ti}_2\text{O}_8[\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Открыт W. Wise (1982 г.). Синг. монокл.; простр. группа *P2*, *Pm* или *P2/m*; a_0 10,516, b_0 9,764, c_0 11,871, β 109°. Дебаеграмма 4,47—3,011—2,967—2,923—2,801—2,611. Двусный (+); *Ng* 1,780, *Np* 1,718, *Nm* 1,710; $2V$ 35—45°. Цвет зеленый, желто-бурый. Пл. 3,68, тв. 5,5. Найден в шт. Калифорния (США) вместе с бариортодждоакинитом, отличающимся от стронциодждоакинита структурой (простр. группа *Ccmm*, *CC2m* или *Ccm2*; синг. ромб.) и хим. составом (Ba-аналог дждоакинита без редких земель).

Умбозерит (umbozerite) $\text{Na}_3\text{Sr}_4\text{Th}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zn})[\text{Si}_8\text{O}_{24}](\text{OH})$. Открыт Е. М. Еськовой и др. (1974 г.). Хим. состав (%): Na_2O 6,15; K_2O 0,19; CaO 0,59; BaO 2,05; SrO 29,74; Ce_2O_3 0,37; MgO 0,43; ThO_2 8,13; MnO 1,89; FeO 1,88; ZrO 0,18; SiO_2 36,35; H_2O 0,48. Микронзонд (6 анал., %): SiO_2 37,1; ThO_2 17,6; SrO 27,7; Fe_2O_3 1,8; BaO 2,0; CaO 0,2; U_3O_8 0,4; TiO_2 0,3; MnO 2,2; Ce_2O_3 0,3. Синг. тетрагон.; a_0 5,6; метамиктный, рентгеноаморфный; изотропный, *N* 1,640. Дебаеграмма (после прокаливании до 1100 °С) 3,38—3,29—2,98—2,82—1,999—1,701. Зеленый полупрозрачный, блеск стеклянный, излом раковистый; пл. 3,73, тв. 5. Акцессорный минерал высокощелочных дериватов Ловозерского массива.

Харадаит (haradaite) $\text{Sr}_2\text{V}_2^{4+}\text{O}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$. Описан Yoshimura (1963 г.). Хим. состав (%): SrO 33,75; V_2O_5 27,05; (V_2O_3 12,23, V_2O_5 14,83); SiO_2 39,20 (теорет.); Na_2O 0,01; K_2O 0,04; CaO 1,27; BaO 4,90; SrO 27,08; MnO 0,19; FeO 0,12; Al_2O_3 0,36; VO_2 26,16; SiO_2 38,38; TiO_2 0,06; Cu 0,20; Pb 0,02; H_2O^+ 1,24; H_2O^- 0,20. Синг. ромб.; простр. группа *Amam*; a_0 7,06, b_0 14,64, c_0 5,33. Дебаеграмма 3,66—3,33—3,20—3,24—2,563—2,303; двусный (+); *Ng* 1,734, *Nm* 1,721, *Np* 1,713, $2V$ 75°. Блеск стеклянный; ярко-зеленый; черта светло-зеленая; пл. 3,80; тв. 4,5. Редкий минерал; установлен в марганцевых рудах месторождений Нода-Тамагава и Ямато (Япония).

Стронциевые разновидности минералов (в скобках содержание Sr, %): стронциевый перьерит (7,37), стронциевый гейландит (6,19—7,89), иошимураит (3,03—4,62), ханкоцит (3,89), пандант (6,4), сантафент (6,0), Sr-флоренсит (до 9), Sr-крандаллит (до 5,3), горсейксит (до 5,3), гинсдалит (до 3,1), фтор-апатит (1—5). По отношению стронция и редких земель в апатитах выделяются разновидности, в которых $TR > Sr$ или $Sr > TR$. Первые рассматриваются как промежуточные члены ряда фторапатит—беловит, а вторые — как члены ряда фторапатит—стронцийапатит.

ГЕОХИМИЯ

Несобственные минералы

Подавляющая часть стронция в земной коре рассеяна в породообразующих и акцессорных минералах, в основном в минералах кальция, калия и бария, к которым стронций кристаллохимически близок.

Минерал	Содержание SrO, %	Минерал	Содержание SrO, %
Галогениды		Окислы	
галит	до 0,02	перовскит	до 0,68
сильвин	до 0,015	лопарит	до 4,38
карналит	<0,0005	мариньякит	до 1,07
флюорит	до 1,5	пирохлор	до 1,4
Бораты		пандант	до 6,4
калиборит	<0,0005	микролит	0,03
ашарит	0,17	ферсмит	0,03
преображенскит	до 0,005	бетафит	0,5
гидрорапатит	до 1,06	давидит	0,1—0,6
инионит	0,03	криномелан	0,7
колеманит	0,11	Силикаты	
пандермит	0,0045	оливин	0—0,01
улексит	0,037	гранат	0—0,01
бура	<0,0005	шорломит	0,06
Карбонаты		сфен	до 1,4
кальцит	до 3,7	ферсманит	0,32
анкерит	до 2,6	ломоносовит	0,5
альстонит	4,25	мурманит	0,1
арагонит	до 6,0	чевкинит	до 0,05
витерит	до 1,5	ортит	до 0,5
церусит	до 3,15	лопарит	до 3,5
паризит	0,1	ловчоррит	до 3,56
калксинит	0,54	эвдиалит	до 2,45
бенстонит	4,02	барсановит	до 2,5
хуанхит	0,21	волластонит	до 1,16
Сульфаты		иошимураит	3,03—4,62
англезит	до 6,0	ринкит	до 3,8
барит	до 10,0	ханкоцит	до 3,9
гипс	до 0,5	энидот	до 2,0
ангидрит	до 3,6	бритолит	0,69
алунит	до 0,2	цоизит	до 2,5
язрозит	до 1,0	куплетскийт	0,1
полигалит	0,12	ловзерит	0,11
глауберит	до 0,8	млларит	0,13
Фосфаты		ненадкевичит	0,1—0,98
апатит	до 14,0	уолстромит	0,53
бритолит	3,11	кайнозит	0,3
гинсдалит	0,69	шизолит	0,28
горсейксит	до 5,3	чароит	до 2,2
вухаузеит	1,0	агреллит	0,16
крандаллит	до 5,3	океанит	0,27
флоренсит	до 9,0	майзерит	до 1,46
эриктит	0,9	пироксены	до 0,08
монацит	до 0,05	амфиболы	до 0,1
		биотит	до 0,3
		мусковит	до 0,2
		маргарит	0,06
		хлорит	до 0,05

каолинит	до 0,06	содалит	0,01
монтмориллонит	до 0,33	канкринит	до 1,0
сокоцит	0,2	гейландит	до 3,6
апофиллит	до 1,7	томсонит	до 5,76
плагноклазы	до 0,8	десмин	0,63
КПШ	до 0,5	ломонит	0,31
лейцит	0,1	пфилолит	0,36
нефелин	до 0,05	натролит	0,04

В магматических условиях наибольшее значение имеет изовалентный изоморфизм стронция с кальцием и гетеровалентный — с калием. Стронций замещает кальций в плагноклазах, причем основные плагноклазы, богатые кальцием, содержат стронция больше, чем кислые. Так, в основных плагноклазах (70—93 % An) из гранитов Калифорнии содержится 0,1—0,13 % SrO, а в кислых (21 % An) — всего 0,014 %. Искусственно получен силикат стронция, изоструктурный апортиту.

Возможность замещения калия стронцием экспериментально подтверждена Диттлером и Лашем, которые синтезировали стронциевый полевой шпат и доказали его изоструктурность с калиевым. В природных калиевых полевых шпатах гетеровалентное замещение возможно по схеме: $K^{1+}Si^{4+} \leftarrow Sr^{2+}Al^{3+}$.

Замещение стронцием кальция в плагноклазах и калия в полевых шпатах обуславливает вхождение до 95 % всего стронция именно в эти минералы. При распределении стронция в мафических породах большую роль играет изоморфное замещение им кальция в пироксенах и амфиболах, а также калия в слюдах.

Стронций обнаружен во многих акцессорных минералах кальция и калия. Изовалентный изоморфизм Sr^{2+} и Ba^{2+} особенно характерен для гидротермальных и осадочных процессов. Он иллюстрируется существованием изоморфной серии барит-целестин и частым вхождением стронция в другие минералы бария. В гинсдалите, вудхаузенте, церуссите и англезите стронций, очевидно, замещает свинец, который входит в состав этих минералов в качестве двухзарядного катиона. В редкоземельных минералах стронций, скорее всего, замещает не сами редкие земли, а кальций. В бескальциевых минералах стронция примесь редких земель обычно отсутствует.

Возможности изоморфного вхождения стронция в минералы в значительной степени определяются их структурами. Стронций предпочтительно входит в состав высококоординированных соединений. Наиболее высокие содержания стронция наблюдаются в тех минералах, где координационное число кальция VIII, IX или XII (флюорит, апатит и др.). Иногда присутствие стронция в минералах объясняется не изоморфизмом, а иными причинами. Так, аккумуляция стронция глинистыми минералами связана с сорбционными процессами. Относительно невысокие содержания стронция в некоторых галогенидах и боратах могут быть связаны с микровключениями целестина или собственных боратов стронция.

Космос

Распространенность стронция в солнечном веществе и в звездах (число атомов на $1 \cdot 10^4$ атомов кремния) составляет соответственно — 0,19—0,58 и 0,61 (Cameron, 1967 г.). Среднее содержание стронция в метеоритах 20 г/т (Heide, 1964 г.), в хондритах 8—10 г/т (А. П. Виноградов, 1962 г.; Мейсон Б., 1966 г.; У. Мелсон, 1973 г.).

По содержанию стронция лунные породы сопоставимы с основными породами земного происхождения. В материковых и «морских» габбро-андезитах, базальтах, анортозитах, норитах и пробах лунного реголита содержится 100—750 г/т стронция (В. Л. Барсуков и др., 1979; Т. Цимбальникова и др., 1975; Филлпоте и др., 1979).

Ультрабазиты

По данным А. П. Виноградова (1962 г.), среднее содержание стронция в ультрабазитах 10 г/т. Анализ новых материалов, однако, показывает, что по содержанию стронция четко выделяются две группы ультрабазитов:

	Число проб	Содержание, Ст, г/т
Альпинотипные ультрабазиты		
перидотит; разные районы	—	3
Срединно-Атлантический хребет	3	8,7
там же	10	15,3
Камчатка	6	37
США (шт. Северная Каролина)	5	1,5
Восточный Саян	6	30
пироксенит; Урал	7	110
Малый Кавказ	4	125
Восточный Саян	4	42,5
США (шт. Северная Каролина)	4	3,4
дунит; США (шт. Северная Каролина)	6	1,5
Япония	1	8,1
Восточный Саян	3	4,4
дунит, гарцбургит; Урал	21	72
верлит; Япония	3	19
горнблендит; Япония	2	49
гипербазиты; Восточный Саян	4	10
серпентиниты аподунитовые и апоперидотитовые; Малый Кавказ	18	130
Габбро-пироксенит-дунитовая формация		
Оливинит; Урал	10	160
верлит; там же	5	150
диаллагит; там же	37	195
перидотит; там же	11	260
пироксенит; Урал	34	230
Восточный Саян	11	450
Габбро-норитовая формация (Урал)		
оливинит	2	210
перидотит	1	220
пироксенит	2	160
Габбро-перидотитовая формация (Кольский п-ов)		
верлит	6	150
перидотит	5	150
пироксенит	5	152
Габбро-монзонит-сиенитовая формация (Малый Кавказ)		
оливинит	4	188
верлит	4	210
пироксенит	2	270

Первую группу составляют ультрабазиты срединно-океанических хребтов и альпинотипные ультрабазиты складчатых областей, которые входят в состав гарцбургитовых (гипербазитовых) формаций. Эти ультрабазиты содержат мало стронция.

Ко второй группе относятся базальтоидные ультрабазиты, ассоциирующие с основными породами в составе габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-норитовой, габбро-перидотитовой, габбро-монзонит-сиенитовой формаций. В этих, преимущественно платформенных формациях ультрабазиты занимают резко подчинен-

ное положение по сравнению с основными породами. Содержание стронция в базальтоидных ультрабазитах обычно 150—250 г/т.

Различия в содержаниях стронция в альпинотипных и базальтоидных ультрабазитах объясняются особенностями их формирования. Альпинотипные ультрабазиты — мантийные производные перидотитового вещества, остающегося после отделения базальтовых магм от вещества верхней мантии. В соответствии с расчетами Д. Шоу (1980 г.), первичный мантийный перидотит содержит 27 г/т стронция. Близкие содержания стронция установлены в перидотитовых ксенолитах из кимберлитов, которые, как полагают, имеют мантийное происхождение. После отделения базальтовой магмы в тугоплавком остатке, соответствующем альпинотипным перидотитам и обедненным литофильными редкими элементами, содержится 4,6 г/т Sr.

Ультрабазиты габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-норитовой и других формаций — ранние дифференциаты базальтовых магм и по содержанию стронция сопоставимы с породами базальтоидных магматических серий.

В среднем в различных базальтоидных ультрабазитах содержания стронция возрастают в соответствии с ростом содержаний кальция: оливиниты — 173 г/т; гарцбургиты, перидотиты, верлиты — 220 г/т; пироксениты, диалагиты — 240 г/т. Тем не менее прямая корреляция содержаний Sr и Ca в ультрабазитах конкретных формаций и массивов наблюдается не всегда.

По данным Б. Ганна (1980 г.), пикриты из Срединно-Атлантического хребта содержат 69,5 г/т стронция (среднее по 5 пробам), а метапикриты из разных районов — 58,3 г/т (среднее по 67 пробам), т. е. больше, чем в plutonic альпинотипных ультрабазитах.

Собственных минералов стронций в ультрабазитах не образует. В дунитах и перидотитах распределение стронция в основном контролируется диопсидом. В этих породах диопсид содержит 8—9 г/т стронция, энстатит — 0,34 г/т, оливин — 0,32 г/т. В серпентинизированных разностях ультрабазитов носителем стронция служит серпентин. По данным В. В. Буркова, в серпентине из серпентинитов Восточного Казахстана установлено 15—20 г/т стронция (среднее по 10 пробам).

Основные и средние породы

По А. П. Виноградову (1962 г.), среднее содержание стронция в основных породах составляет 440 г/т.

В последние годы установлен значительный разброс (18—913 г/т) средних содержаний стронция в основных plutonic и гипабиссальных породах, характеризующий как региональные вариации, так и связь габброидов с разными формациями магматических пород.

Порода	Число проб	Среднее содержание Sr, г/т
Габбро, долериты; разные районы	93	365
Габбро-долериты; Сибирь	19	690
Траппы дифференцированные, там же	119	675
Долериты; Канада	59	300
Швеция	6	292
Габбро; Норвегия	35	200
Япония	4	254
Исландия	45	203
Африка (серия Бердс-Ривер)	7	220
Урал (габбро-дунит-пироксенитовая формация)	49	720
Восточный Саян (габбро-пироксенитовая формация)	42	895

Кольский п-ов (габбро-перидотитовая формация)	5	310
Восточный Саян (габбро-перидотитовая формация)	33	850
Кузнецкий Алатау (габбро-диабазовая формация)	9	340
Горная Шория (габбро-сиенитовая формация)	31	913
Финляндия (габбро-гранитовая серия)	10	301
Урал (гипербазитовая формация)	6	110
Восточный Саян (гипербазитовая формация)	5	205
Срединно-Атлантический хребет (в ассоциации с перидотитами)	10	18
Кипр (офиолитовый комплекс)	7	93
Габбро-нориты; Новая Зеландия (габбро-гранитная серия)	9	660
Анортозиты; Норвегия	9	630

Минимальные содержания (17,8—205 г/т) характерны для абиссальных габбро в ассоциации с перидотитами и для габбро альпинотипных гипербазитовых формаций. Средние содержания стронция в породах трапповой, габбро-дунит-пироксенитовой и других формаций платформ и складчатых областей составляют 220—895 г/т, а максимальные (913 г/т) установлены в габбро из габбро-сиенитовой формации.

Многочисленные данные о содержании стронция в базальтах суммированы В. С. Гладких (табл. 84).

Таблица 84

Средние содержания стронция в базальтах, г/т

Тип базальтов	Число проб	Sr	Sr/Ba
Толенты абиссальные	806	145	1,9
океанических островов	176	305	2,0
континентальные	766	331	1,1
Щелочные оливковые базальты континентальные	357	561	0,8
океанических островов	145	612	1,4
Базальты островных дуг	572	409	1,2
геосинклиналей	206	255	0,98

Абиссальные океанические толенты по содержанию стронция сопоставимы с основными плутоническими породами альпинотипных гипербазитовых формаций. Максимальные количества Sr установлены в щелочных океанических и континентальных базальтах. В целом континентальные вулканические толенты содержат несколько меньше стронция, чем основные плутонические породы толентовых серий на континентах. Это следует из сопоставления средних содержаний стронция в долеритах и базальтах Сибирской платформы — 690 и 430 г/т [38].

Содержание стронция в средних породах 800 г/т [9]. Средний андезит, по С. Тейлору (1972 г.), содержит 385 г/т стронция (18 проб островодужных андезитов). Анализ современных материалов показывает, что в вулканических средних породах нормального ряда средние содержания стронция заключены в интервале 106—790 г/т.

Породы	Число проб	Содержание Sr, г/т
Плутонические породы нормального ряда		
Диорит; разные районы	141	320
Европа	76	220
Северный Казахстан	20	245
Урал (габбро-дунитовая формация)	7	890
Кварцевый диорит; Новая Зеландия	7	500

Плутонические субщелочные породы

Сиенит; Европа	71	700
Сиенит-диорит; Восточное Забайкалье	30	575
Монзонит; Забайкалье		1100

Вулканические породы нормального ряда

Андезит; США, Канада	92	167
Курильские о-ва	—	415
Камчатка	—	380
о-в Мартиника	23	309
Малая Антильская дуга	86	340
Япония	7	290
Коста-Рика	10	635
Эквадор, Чили	39	595
Перу	16	790
ВНР	10	180
Исландия	42	180
Восточно-Тихоокеанское поднятие	5	106
Андезито-базальт; Исландия	78	244
там же	11	216
США	18	280

Вулканические субщелочные породы

Трахит; Новая Зеландия	5	75
Восточно-Африканский рифт	—	120
о-в Св. Елены	—	240
Забайкалье	10	130
Латит; Забайкалье	—	700
Трахиандезит; Восточно-Африканский рифт	—	747

Несмотря на то что геохимически наиболее полно изучены андезиты островодужных серий, очевидно, что минимальные содержания стронция (106—180 г/т) характерны для абиссальных андезитов Восточно-Тихоокеанского поднятия и андезитов Исландии, относящейся к структуре Срединно-Атлантического хребта. Средние содержания стронция в андезитах внутриконтинентальных областей выше (170—280 г/т). В андезитах островодужных серий и активных континентальных окраин средние содержания стронция для разных районов составляют 290—790 г/т (островодужные серии 280—415 г/т, континентальные окраины 635—790 г/т).

Плутонические средние породы нормального ряда содержат в среднем 220—500 г/т стронция, субщелочного ряда — 700—1220 г/т. В субщелочных вулканических породах минимальные содержания стронция характерны для трахитов (75—240 г/т), максимальные — для латитов (700 г/т).

Распределение стронция в основных и средних породах определяется его кристаллохимическими связями с кальцием и калием, хотя в базальтах стронций и кальций некогерентны [41]. Собственных минералов стронция в основных и средних породах стронций не образует и рассеивается в кальциевых и калий-содержащих породообразующих минералах. Наиболее обычные содержания стронция в этих минералах (в г/т): плагиоклазы 200—1000, калиевые полевые шпаты 200—800, пироксены 20—200, амфиболы 20—300. По данным А. И. Альмухамедова и Г. В. Нестеренко, содержание стронция увеличивается по мере роста основности плагиоклазов, в этом же направлении возрастает отношение Sr/Ca.

В габброндах основным носителем стронция является плагиоклаз. По О. М. Глазунову, около 25 % стронция габброндов рассеивается в авгите, амфиболе и плагиоклазе, но основным минералом-носителем является апатит, на долю которого приходится 68—90 % стронция (в апатите содержится 0,2—1,5 SrO).

Однако, поскольку в подавляющем большинстве случаев в основных и средних породах апатита очень мало (максимум 100п г/т), а содержание стронция не превышает 0,п %, можно полагать, что роль апатита преувеличена.

Кислые породы

По А. П. Виноградову (1962 г.), кларк стронция для кислых пород равен 300 г/т. Средние содержания стронция в кислых породах, по данным многочисленных исследователей, следующие.

Породы	Число проб	Содержание Sr, г/т
Плутонические породы нормального ряда		
Гранодиориты и тоналиты; Урал (гранодиорит-тоналитовая формация)	33	220
Гранодиориты; Урал (габбро-гранитная формация)	24	100
Восточный Саян (габбро-гранитная формация)	37	666
Забайкалье	88	510
США (докембрий)	21	300
Финляндия (докембрий)	6	775
Гранодиориты, кварцевые диориты; Таджикистан	19	660
Гранодиориты, кварцевые монзониты	116	100
Граниты с 1—5 % Са (гранодиориты)	85	440
Адамеллиты; Уганда (докембрий)	11	150
Тоналиты; Внешние Гибриды	9	721
Финляндия	8	724
Канада (докембрий)	—	1127
среднее по 25 районам	—	450
Плагииграниты; Западный Саян	31	180
Кипр (массив Троодос)	6	126
Фиджи (серия Вити-Леву)	10	123
Граниты; Урал (адамеллит-гранитная формация)	42	85
там же (гранитная формация)	54	237
Средняя Азия (мезозой)	27	190
Урал (падеозой)	41	195
Таджикистан	83	427
Закавказье	23	139
Алтай	—	300
Забайкалье	94	368
Граниты (лейкократовые)	31	300
Алданский щит	183	104
НРБ	40	364
Европа	94	120
Граниты с 0,1—1 % Са	85	100
Граниты ультраметаморфические	112	81
Граниты; Индия (докембрий)	16	124
Канада (докембрий)	80	300
США	12	160
США (мезозой)	12	160
США (шт. Техас)	51	93
Граниты и лейкограниты; Байкало-Патомское нагорье (докембрий)	94	308
Вулканические породы нормального ряда		
Риолиты; Забайкалье	—	240
различные районы	23	235
Исландия	15	78
толеитовая серия	4	82
Риодациты; Малая Антильская дуга	26	283
Дациты; Малая Антильская дуга	185	373
Исландия	25	180
Курильские о-ва	4	300
Камчатка	77	450
Охотско-Чукотский пояс	12	220
Тихий океан (серия Тонга)	6	300
разные районы (архей)	36	391
Липарито-дациты; Охотско-Чукотский пояс	16	300
Липариты; там же	14	220
Гранофиры; Исландия	25	112
Кислые лавы; США (шт. Миннесота)	9	167
Плутонические породы субщелочного и щелочного рядов		
Граниты; Забайкалье (альбитизированные, литий-фтористые)	108	38
МНР	—	11

Нигерия (субщелочные)	16	26
там же	52	16
ЧССР (Рудные горы)	20	47
Граниты Илимауссак (щелочные)	4	31
Граниты МНР (щелочные)	—	8
Лейкограниты субщелочные; Франция	223	81
Эжериты; МНР	—	30
Эжериты; Норвегия	—	12

Вулканические породы субщелочного и щелочного рядов

Онгониты; Забайкалье	11	68
Риолит; США (порфиновый)	—	50
там же (топазсодержащий)	—	20
Нигерия (щелочной)	3	8
Туф риолитовый; США	—	15
Пантеллерит; Нигерия	7	3
там же	7	15
Италия	3	6
Африка	9	50
Комендит; Италия	2	7
Новая Зеландия	5	2
Африка	1	20

Как plutonic, так и вулканические субщелочные и щелочные кислые породы (в том числе редкометалльные и оловоносные метасоматически измененные граниты) резко обеднены стронцием по сравнению с гранитоидами нормальной щелочности. В процессе щелочного метасоматоза содержание стронция в метасоматически измененных гранитах по сравнению с материнскими гранитоидами снижается в 5—10 раз.

Л. В. Таусон [39] выделил геохимические типы гранитоидов на основе их связи с глубинными базальтоидными магмами. С тремя их главными типами (толеитовой, андезитовой и щелочно-базальтоидной) связано четыре геохимических типа гранитоидов: плагиограниты толеитового ряда, гранитоиды андезитового ряда, гранитоиды латитового ряда и апатитовые редкометалльные гранитоиды. Максимальные содержания стронция характерны для гранитов латитового ряда (700 г/т) и палингенных гранитов щелочного ряда (650 г/т), минимальные — для апатитовых (щелочных) редкометалльных гранитов (12 г/т).

Распределение стронция в кислых породах тесно связано с кальцием. Часто отмечается прямая корреляционная зависимость их содержаний в гранитах. Собственные минералы стронция в кислых породах не известны, изоморфизм стронция с кальцием и калием предопределяет его рассеяние в породообразующих и аксессуарных минералах. Большая часть стронция в кислых породах связана с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом.

Минерал, порода	Число проб	Содержание, Sr, г/т
Плагиоклазы		
Гранодиориты, биотитовые граниты	15	505
Гранодиориты; США, Калифорния	7	517
США, Колорадо	4	1130
Лейкократовые и аляскинские граниты	1	264
Кислые эффузивы	17	628
Граниты; НРБ	28	465
Риолиты, дациты	19	660
Калиевые полевые шпаты		
Граниты; разные районы	127	610
Восточное Забайкалье	106	700
НРБ	35	434
Австралия	70	210
МНР (литий-фтористые)	50	26
Забайкалье (литий-фтористые)	23	46; 3
Щелочные граниты; МНР	21	16
Пантеллериты	11	28

Биотит		
Граниты; гранодиориты; разные районы	18	141
Граниты; НРБ	25	20
Средняя Азия	15	200
Забайкалье (литий-фтористые)	1	2
Мусковит		
Граниты; разные районы	7	255
Средняя Азия	16	170
Забайкалье (литий-фтористые)	19	15
Роговая обманка		
Граниты; разные районы	5	32
Пироксениты		
Дациты	7	32

Содержание стронция в ранних генерациях породообразующих минералов больше, чем в этих же минералах поздних генераций; обычно при этом отмечается и уменьшение отношения Sr/Ca. Падение химической активности стронция в процессе щелочного метасоматоза приводит к уменьшению его содержания в породообразующих минералах наиболее измененных пород.

Щелочные породы

Высокие содержания стронция свойственны не только породам, входящим в состав комплексных массивов, сложенных щелочными, ультраосновными породами и карбонатитами, но и уртитам, ийолитам и другим породам массивов нефелиновых сиенитов.

Порода	Число проб	Содержание Sr, г/т
Плутонические породы		
Нефелин-пироксеновая порода; Кольский п-ов	15	1390
Биотитовый пироксенит; там же	16	1700
Казахстан	19	835
Гренландия	23	632
Уганда	6	800
Ийолит; Хибинский массив	22	3250
Уганда	2	1260
Уртиты; Саяны	—	320
Хибинский массив	24	2030
Ловозерский массив	4	1700
Ийолиты, уртиты; Уганда	9	530
Африка, Восточный Рифт	8	890
Мельтейгит; Хибинский массив	5	4040
Норвегия, Фен	3	2600
Породы дайковой серии и эффузивные		
Пикритовые порфириты; Кольский п-ов	23	1300
Сибирская платформа	24	855
Мончикиты; Кольский п-ов	21	2190
Меланефелиниты; там же	5	4810
Африка, Восточный Рифт	18	1200
Альеиниты; Кольский п-ов	13	3750
Нефелинит; СССР (польценит)	25	1080
Острова Зеленого Мыса	4	1330
Африка, Восточный Рифт	34	2150
Уганда	8	1230
Лимбургит; Острова Зеленого Мыса	21	909
Мелилитит; Африка, Восточный Рифт	6	1350
Африка, Западный Рифт	17	1340
Кения	6	870
Мафурит; Африка, Западный Рифт	6	1800
Щелочной пикрит; там же	8	730

Средние содержания стронция в плутонических щелочно-ультраосновных породах колеблются в пределах 300—4000 г/т, а в эффузивных и дайковых разностях — 700—5000 г/т.

По данным А. В. Лапина, для ультрабазитов Карело-Кольской провинции щелочно-ультраосновных пород характерны следующие средние содержания стронция (в г/т): дуниты 100, оливиниты 130, пироксениты 340. В ореолах фени-тов вокруг массивов щелочно-ультраосновных пород содержится 300—350 г/т стронция.

В плутонических (тешениты, тералиты, эссекситы, шонкиниты) и эффузивных (тефриты, базаниты) щелочно-габброидных породах в среднем содержится 600—2600 г/т стронция:

Порода	Число проб	Содержание Sr, г/т
Тешенит; Австралия, силл Геннеда	9	875
Тералит; Острова Зеленого Мыса	1	1167
Эссексит; там же	1	1159
Мадейра	1	590
Норвегия, грабен Осло	3	600
Шонкинит; Байкальское нагорье	4	2600
Тефрит; Острова Зеленого Мыса	2	1040
Африка, Западный Рифт	2	1350
Базанит; там же	22	900
разные районы	55	1218

Нефелиновые сиениты характеризуются широким диапазоном средних содержания стронция:

Порода	Число проб	Содержание Sr, г/т
Плутонические породы		
Нефелиновые сиениты; Европа	22	1400
Сибирь	15	3430
Африка, Восточный Рифт	8	1800
Киргизия, Сапрыкский массив	1	410
Тува	1	78
Армения, Памбак	1	1800
Египет	2	150
Индия	2	215
Гвинея	10	590
Фойяит; Хибинский массив	6	810
Хибинит; там же	3	1820
Ювит; там же	8	1800
Фойяит; Ловозерский массив	5	725
Луяврит; там же	5	780
Содалитовый фойяит; Илимауессак	5	114
Науяит; там же	5	74
Какортokit; там же	48	150
Луяврит; там же	8	160
Миаскит; Урал, Вишневые горы	2	225
Эффузивные породы		
Фонолит; Африка, Восточный Рифт	27	980
Уганда	4	820
о-в Св. Елены	8	85
Острова Зеленого Мыса	1	1166
Фонолит-трахит; о-в Св. Елены	10	115

Л. С. Бородин указывал на повышенные содержания редких земель в нефелиновых сиенитах из щелочно-габброидных формаций по сравнению с щелочно-гранитоидными. Вероятно, такая же закономерность характерна и для стронция. Содержание стронция в эффузивных нефелин-сиенитовых породах (фонолитах) варьирует в пределах 85—1200 г/т.

В комагматических сериях щелочных пород к концу магматического процесса содержание стронция по сравнению с кальцием возрастает. Так, по данным

В. И. Герасимовского, отношение Sr/Ca·1000 для пород рифтовой зоны Восточной Африки составляет: щелочной пикрит 134, нефелинит 25, фонолит 21.

Средние содержания стронция в разных типах щелочных пород, по оценке В. Г. Лазаренкова, составляют (в г/т): сиенит 835, агпаитовый нефелиновый сиенит 903, щелочной габброид 945, ийолит 1946. Содержание стронция в плагиоклазах из щелочных пород обычно 800—1500 г/т, в пироксенитах — до 1200 г/т, в калинатровых полевых шпатах — до 800 г/т.

В щелочно-ультраосновных породах и нефелиновых сиенитах значительную роль в балансе стронция играют его собственные минералы (лампрофиллит, стронцийапатит, нордит, беловит), а также эвдиалит (до 1,3 % SrO), лопарит (до 2,91 % SrO) и ринколит (0,34 % SrO). В ийолит-уртитовых комплексах один из главных концентраторов стронция — апатит. По С. М. Кравченко, в ийолит-уртитах одного из массивов на Кольском полуострове содержится стронция (в г/т): апатит 31300, сфен 4800, нефелин 1180, полевые шпаты 460. Содержание Sr в апатитах из ийолит-уртитовых горизонтов возрастает от подошвы к кровле.

В минералах щелочных пород концентрация зависит от формационной принадлежности минералов: в нефелинах из щелочно-габброидной формации содержится в среднем 590 г/т Sr (68 проб), из щелочно-базальтоидной — 340 г/т (11 проб), из щелочно-гранитной — 140 г/т (6 проб).

Кимберлиты

Кимберлиты характеризуются высокими содержаниями стронция: алмазонасные, преимущественно взрывчатые кимберлиты, широко распространенные в южных полях Сибирской платформы, — 640—760 г/т; жильные и дайковые кимберлиты северных полей Сибирской платформы — 1000—1380 г/т; среднее для Сибирской платформы — 755 г/т; среднее по зарубежным странам — 700 г/т.

По В. В. Буркову и Е. К. Подпориной, в кимберлитовых трубках Мир, Зарница и Удачная среднее содержание стронция составляет 1140 г/т, причем в кимберлитовых брекчиях — 1290 г/т, а в базальтоидных кимберлитах — 830 г/т.

Основная часть стронция в кимберлитовых породах содержится в минералах автоматасоматической и гидротермальной стадий минералообразования, главным образом в серпентине, серпופите и кальците. В некоторых кимберлитовых трубках широко распространены целестин и в меньшей степени стронцианит.

Карбонаты

Стронций — типоморфный элемент карбонатов (среднее содержание 3380 г/т). Распределение стронция в карбонатах наиболее детально изучалось Ю. Л. Капустиним. В ранних карбонатах содержание стронция колеблется в пределах 3700—8900 г/т, при этом средние содержания в карбонатах разного минерального состава весьма близки (табл. 105). В ранних карбонатах стронций преобладает над барием (Sr/Ba ≈ 10). При доломитизации содержание стронция возрастает, но при сильной доломитизации резко уменьшается (табл. 85). Стронций в ранних карбонатах рассеивается в породообразующих и аксессуарных минералах, преимущественно кальциевых (табл. 86). По данным В. В. Воробьева, в ранних диоксид-авгитовых карбонатах одного из массивов в Восточной Сибири на долю кальцита приходится 65—88 % валового содержа-

Таблица 85

Стронций и барий в карбонатах [18]

Порода	Число проб	Содержание, г/т		Sr/Ba
		Sr	Ba	
Ранние карбонаты I стадии				
авгит-флогопитовые	57	4765	470	10,41
форстерит-флогопитовые	37	4820	450	10,71
биотитовые	28	4353	500	8,71
монтичеллитовые	19	4896	452	10,83
Ранние карбонаты II стадии				
форстерит-флогопитовые	61	6335	544	11,64
диопсид-флогопитовые	53	5872	597	9,84
биотит-эгириновые	21	5918	666	8,89
слабо доломитизированные	66	7020	700	10,03
полностью доломитизированные	66	2608	370	7,05
Поздние карбонаты				
кальцитовые	40	6024	1941	3,10
доломит-анкеритовые	81	1136	2071	0,55
анкеритовые	74	1234	656	1,88
кварц-анкеритовые	29	2925	3365	1,17
барит-анкеритовые	60	5800	43154	0,13

ния стронция, на долю апатита — 6,7—14 %, диопсид-авгита — 0,05—2,5 %, шорломита — 0,65—3,8 % и флогопита — 0,04—0,3 %; в форстеритовых карбонатах с кальцитом связано 90—93 % Sr, с апатитом — 5,5—8,5 %; в амфиболовых карбонатах с кальцитом связано 84 % Sr, с апатитом — 6,5 %.

Среднее содержание стронция в поздних карбонатах несколько меньше, чем в ранних; в значительной степени он содержится в барите и образует ряд самостоятельных минералов (стронцианит, анкилит, пандант, ханнешит, целестин). Концентрации стронцианита в поздних карбонатах могут иметь промышленное значение (Канганкунде-Хилл, Малави). Барий в поздних карбонатах обычно преобладает над стронцием ($Sr/Ba \approx 0,14 \div 2,70$).

Высокие содержания стронция характерны для эффузивных карбонатов. В богатых натрием эффузивных карбонатах Восточного Рифта (Африка) содержится 1275—5100 г/т Sr, а в богатых кальцием лавах вулканов Катунга и Катве-Кикоровго в районе Западного Рифта — 1150—1605 г/т. Низкое значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703—0,705), судя по многочисленным определениям, свидетельствует о глубинном, мантийном источнике стронция в карбонатах.

Гидротермалиты

Для высокотемпературных гидротермалитов стронций нехарактерен. На более низкотемпературных стадиях процесса, для которых характерно образование карбонатов и сульфатов кальция и бария, значительную роль играет изоморфизм стронция с этими элементами. Он приводит к постоянному присутствию SrO в кальците (до 3 %), арагоните (до 6 %), альстоните (5 %), флюорите (до 1,5 %), витерите (до 5 %) и барите (до 10 %). При этом в гидротермальных

Таблица 86

Стронций и барий в минералах карбонатов [18]

Минералы	Число проб	Содержание, г/т		Sr/Ba
		Sr	Ba	
Ранние карбонаты I стадии				
кальцит	94	5 190	536	9,68
апатит	53	3 362	433	7,76
флогопит	55	568	6 031	0,09
пироксен	29	238	68	3,50
дизаналит	25	3 468	292	11,88
сфен	14	7 326	460	15,93
Ранние карбонаты II стадии				
кальцит	91	6 024	665	9,06
апатит	83	3 330	388	8,58
флогопит	74	464	3 768	0,12
пироксен	53	226	116	1,95
пирохлор	62	2 456	3 605	0,68
гатчеттолит	36	2 840	3 854	0,74
доломит	31	782	273	2,61
тетраферрифлогопит	30	626	1 820	0,34
рихтерит	16	2 498	504	4,96
циркелит	11	9 910	5 436	1,82
катафорит	17	1 133	543	2,09
Поздние карбонаты				
кальцит	30	5 946	618	9,62
аикерит	59	946	144	6,57
доломит	53	843	150	5,62
барит	43	11 129	508 429	0,02
флюорит	14	2 892	130	22,24
стронцианит	22	383 963	3 155	121,7
пирохлор, гатчеттолит	42	8 174	19 362	0,47

условиях стронций обычно легче замещает барий, чем кальций. Так, в баритах из барит-полиметаллических месторождений содержится в среднем 0,39 % SrO, а в кальцитах — всего 0,008 %, при этом до 95 % всего стронция связано именно с баритами. Содержание стронция в барите, флюорите и кальците обычно уменьшается от их высокотемпературных к низкотемпературным разностям.

На поздних стадиях гидротермального процесса при понижении температуры и в более окисленной обстановке образуются фосфаты и карбонаты стронция: гоэит, сванбергит, палермоит, анкилит, стронцианит. Все они, за исключением стронцианита, редкие. В распределении сульфатов бария и стронция установлена вертикальная зональность — на нижних уровнях главным носителем стронция является барит, выше преобладает целестин.

Промышленные и близкие к ним концентрации стронция в гидротермальных месторождениях известны в ограниченном количестве их типов. Целестин и стронцианит в небольшом количестве встречаются в полиметаллических и барит-полиметаллических месторождениях (Тунис, Алжир и др.). В Мексике на золото-серебряно-свинцовом месторождении Провиденсия целестин длительное время добывался попутно с главными компонентами. Примесь целестина характерна

для флюоритовых гидротермальных месторождений, но лишь в редких случаях его концентрации имеют значительные масштабы (месторождение на р. Северный Томпсон в Канаде). Наиболее значительные по масштабам залежи целестиновых и целестин-баритовых гидротермальных руд известны в связи с базальтоидными магматизмом.

Метаморфические породы

Средние содержания стронция в различных метаморфических породах изменчивы, но обычно соответствуют уровням его содержаний в исходных осадочных или магматических породах:

		Породы	Число проб	Содержание г/т
Сланцы	амфиболовые; слюдяные; ФРГ кристаллические; кристаллические;	Карелия	14	153
		18	270
		там же	57	710
		США	16	288
		там же	25	242
		там же	104	280
Гнейсы	кварц-серицитовые; докембрийские; разные районы	КМА	30	107
		Канада	157	224
		Канада	25	345
		Гренландия	17	256
		Гренландия, Шотландия	102	560
		США	17	194
Гранито-гнейсы;	Финляндия	Канада	39	505
		Япония	18	154
		42	200
		там же	7	117
		Швеция	7	100
		Канада	20	445
Амфиболиты;	Канада	Гренландия	36	116
		Гренландия	44	122
Параамфиболиты;	Канада	США	31	334
		Карибия	8	143
		США	75	327
Ортоамфиболиты;	США	там же	7	326
		там же	15	544
Метабазальты;	разные районы	201	194
		16	160
Гранулиты;	Финляндия	Бразилия	62	452
		Гайана	12	225
		Гренландия	36	294
		ФРГ, ГДР	16	134
Кварциты;	Финляндия	46	30
		6	495
Мрамор;	Канада

Геохимическая эволюция редких элементов (в том числе стронция) в процессе регионального метаморфизма на примере метапелитов (сланцы и гнейсы, содержащие 56—67 % SiO_2 и менее 3 % CaO) и метабазитов (амфиболовые сланцы, амфиболиты, двунироксеновые кристаллические сланцы, содержащие 48—55 % SiO_2 и 8,5—11 % CaO) изучалась А. А. Кременецким и Н. К. Дмитренко. По их мнению, в процессе эволюции метапелитов происходит накопление стронция в средне- и высокотемпературных зонах метаморфической колонки; для метабазитов, наоборот, характерен вынос его из высокотемпературных зон. Однако различия в средних содержаниях очень незначительны и могут быть объяснены вариациями концентраций стронция в исходных породах.

По Б. В. Петрову, изменение степени метаморфизма пелитовых и карбонатных осадочных пород практически не влияет на уровень содержаний стронция (табл. 87), не наблюдается также какой-либо закономерной дифференциации стронция с кристаллохимически близкими ему элементами — кальцием и барием. Главные минералы-носители стронция — карбонаты и плагиоклазы. В минералах

Таблица 87

Средние содержания стронция (г/т), бария (г/т) и кальция (%) в метаморфических породах Патомского нагорья

Породы	Зона	Число проб	Sr	Ba	Ca	Sr/Ca · 10	Sr/Ba
Железистые пелиты	I	9	153	870	0,34	45,0	0,17
	II	9	156	760	0,36	43,3	0,20
	III	4	180	890	0,35	51,4	0,20
	IV	9	168	860	0,30	56,0	0,19
Известковистые алевриты	I	5	150	320	3,67	4,1	0,47
	II	5	170	380	2,57	6,6	0,53
	III—IV	6	130	240	4,74	2,7	0,54
Известково-силикатные породы (мергели)	I	5	630	540	7,44	8,5	1,16
	II	3	830	490	7,95	10,4	1,69
	III	5	780	470	10,10	7,7	1,65
	IV	5	730	510	7,95	9,2	1,43
Известняки	I	1	7300	220	35,7	20,4	33,18
	II	2	4650	320	31,8	14,6	14,53
	III	3	5780	290	34,1	16,9	19,93
	IV	4	5400	230	35,4	15,2	23,48

из метapelитов содержание стронция составляет (в г/т): мусковит 100—240, биотит 3—18, хлоритоид 2, ставролит 2. В минералах амфиболовых гнейсов (в г/т): плагиоклаз 560—1580, биотит 4—10, амфибол 2—5, гранат 3—15. В минералах известково-силикатных пород (в г/т): анкерит 620—4330, кальцит 1250—4200, Fe-доломит 1160, биотит 10—36, мусковит 230—710, клиноцоизит 2600, хлорит 2. В кальците из метаморфизованных известняков установлено 4100—7800 г/т Sr.

При региональном метаморфизме осадочных пород в условиях высоких температур и давлений и при недостатке свободного кислорода наиболее распространенные стронциевые минералы — целестин и стронцианит — неустойчивы из-за выщелачивания CO_2 и восстановления SO_4^{2-} до S_2^{2-} ; неустойчивы также и другие гипергенные минералы стронция (фосфаты, бораты и др.).

Коры выветривания, почвы

Стронций весьма подвижен при выветривании. Его коэффициент устойчивости (отношение среднего содержания в коре к среднему содержанию в материнской породе, объемные единицы) обычно колеблется в пределах 0,1—0,5. По В. В. Буркову [7], вынос стронция из пород разного типа при выветривании составляет (в % к исходному содержанию): граниты 50—65, ультрабазиты 50—60, сланцы 20—40, диориты 50—60, кимберлиты 30—40, габбро и базальты 60—70.

Особенно интенсивный вынос стронция характерен для латеритного выветривания гранитов (70—80%), базальтов (70—90%) и амфиболитов (90%). Одной из причин высокой подвижности стронция при выветривании является то, что в магматических и метаморфических породах абсолютно подавляющая его часть сосредоточена в неустойчивых при выветривании породообразующих минералах (плагноклазы, калиевые полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды). Остающийся в коре выветривания стронций аккумулируется преимущественно глинистыми минералами. Известны также собственные минералы стронция, образующиеся в корах выветривания и зонах окисления (ванадаты — дельрионит, метадельрионит, фосфаты — тихоненковит, гоэцит, сванбергит, кемлитцит), однако их находки имеют лишь минералогическое значение. Стронций постоянно входит в состав многих гипергенных кальциевых фосфатов, изоморфно замещая кальций. В то же время, при гипергенном изменении первичных апатитов содержание стронция в образующемся штаффелите уменьшается.

По А. П. Виноградову, среднее содержание стронция в почвах 350 г/т. Содержание Sr в почвах конкретных районов определяется характером субстрата, климатическими и гидрохимическими условиями почвообразования.

Зона	Число проб	Содержание, г/т
Таежно-лесная нечерноземная	173	320
Лесостепная и степная черноземная:		
серые лесные почвы	9	100
черноземные почвы	787	90
Сухостепная полупустынная и пустынная	215	820
Горные	33	260
Пойменные	52	680

Повышенное содержание стронция в почвах сухих степей, полупустынь и пустынь объясняется процессами испарительного концентрирования. Высокие содержания стронция отмечаются в почвах на породах, обогащенных стронцием, и особенно в почвах районов, где локализуются стронциевые месторождения. По В. В. Ковальскому, в районах распространения осадочных целестиновых рудопроявлений в Таджикской ССР среднефоновое содержание стронция в почвах составляет 9500 г/т, а максимальные содержания достигают 9,5%.

Главная масса стронция в почвах фиксируется в первичных алюмосиликатах и сорбируется глинистыми минералами и органикой. В районах осадочных месторождений установлено образование в почвах собственных минералов стронция — гоэцита и сванбергита. Продукты жизнедеятельности почвенных организмов способствуют частичному растворению минералов стронция и выносу его из почв.

Осадочные породы

Содержание стронция в разных типах осадочных пород различно:

Породы	Число проб	Содержание Sr, г/т
Алевролиты; европейская часть СССР	157	495
юра; Сибирская платформа	—	152
Песчаники и алевролиты; юра; Забайкалье	23	410
Пески и песчаники; мел; ТаджССР	88	73
Песчаники; Европ. часть СССР	153	520
пермь; Донбасс	54	200
Песчаники и алевролиты; юра—мел, Сибирская платформа	79	280
Песчаники; мел, палеоген; ТаджССР	20	210
палеозой; ГДР	71	290
пермь; Великобритания	—	47
эоцен; Италия	255	135

США	—	260
Граувакки; кульм; Италия	35	230
палеозой; США	119	110
Аркозы; эоцен; США	26	290
Глины и аргиллиты; пермь; Донбасс	63	385
Глины; европейская часть СССР	627	610
мезозой; Прикаспий	467	277
мел; ТаджССР	111	88
юра; там же	—	252
мел, палеоген; там же	54	200
палеозой; Франция	50	114
ФРГ, ГДР	36	200
США (сводные данные)	—	170
палеозой; США	23	85
там же	30	227
Глинистые сланцы; США	69	298
США (Скальные горы)	—	258
Галопелиты; разные районы СССР	26	490
Карбонатные породы; европейская часть СССР	535	595
там же	97	470
Известняки; неоген; УкрССР	28	320
мел, палеоген ТаджССР	57	250
палеозой; Якутия	35	270
мел; п-ов Мангышлак	60	360
пермь; Прибалтика	18	550
мел; АрмССР	289	560
мел; ЧССР	124	340
триас; ЧССР	200	260
мел; СРР	39	155
палеозой; ГДР	60	190
триас; ГДР	119	190
палеозой; ФРГ	23	240
палеозой; ФРГ	26	240
плейстоцен; Италия	23	1030
пермь; Великобритания	—	213
США, разные районы	155	610
палеоген; США	—	283
миоцен; Багамские о-ва	—	564
девон; Канада	69	384
пермь; Япония	48	460
Мел писчий; Франция	—	207
Доломиты первичные; палеозой, ЧССР	—	500
вторичные; там же	—	180
пермь; Прибалтика	64	795
палеоген; США	—	345
миоцен; Багамские о-ва	—	170
девон; Канада	18	94
разные районы мира	224	180
Гипсы; разные районы мира	25	1520
цехштейн, ФРГ	182	1350
там же	10	1670
НРБ	—	2200
Гипсы и ангидриты; ТаджССР	31	3170
Ангидриты; разные районы СССР	29	1780
цехштейн; ПНР	—	2270
ФРГ	34	2050
Соли; пермь; европейская часть СССР	37	8
Карналлиты; разные районы СССР	33	<5
Каменная соль; там же	24	30

Средние содержания стронция в осадочных породах составляют (в г/т): галолиты — менее 30; пески и песчаники — 250; глины — 260; карбонатные породы — 370; сульфатолиты (гипсы и ангидриты) — 1900.

Стронций аккумулируется: 1) при осаждении в составе терригенных компонентов, содержащих изоморфный стронций; 2) при сорбции глинистыми минералами; 3) при хемогенном осаждении в эвапоритовых бассейнах; 4) при биохемогенном осаждении.

По способности сорбировать стронций глинистые минералы образуют ряд: каолинит > диккит > галлуазит или монтмориллонит > галлуазит > каолинит > диккит. В природных условиях сорбция стронция отличается большей сложностью и меньшей полнотой, так как присутствие Ca^{2+} , CO_3^{2-} и O_4^{2-} снижает ко-

личество сорбированного стронция. Характерно, что в пелагических осадках Тихого океана в сорбированном состоянии содержится лишь 13 % общего количества стронция, а большая его часть связывается кальциевыми минералами. В современных океанических и морских глинистых осадках содержание стронция прямо коррелируется с содержанием CaCO_3 , а доля глинистой фракции в балансе стронция обычно не превышает 20 % общего его количества в этих осадках.

Большое геохимическое значение имеет соосаждение стронция с карбонатом кальция (хемогенным или биогенным), при этом арагонитсодержащие осадки всегда обогащены стронцием по сравнению с кальцитсодержащими. Обычно существует прямая корреляция стронция с содержанием арагонита в современных осадках.

Концентрация стронция морскими организмами, имеющая биохемогенную природу, подтверждается тем, что среди современных пелагических осадков максимальные содержания Sr установлены в илах, обогащенных органическими компонентами (в г/т): форамниферовые илы 1200—1300, кокколито-форамниферовые 1100—1300, пелагические глины 120—800, радиоляриевые илы 100—225.

В морских организмах стронций накапливается в основном в твердых частях тела. Отношение Sr/Ca в раковинах прямо пропорционально отношению Sr/Ca в воде. Рост солености морских вод благоприятен для концентрации стронция раковинами, однако указывалось и на обратную зависимость (Старессон, 1971 г.). Отрицательно сказывается на аккумуляции стронция раковинами понижение температуры морских вод.

Хемогенная садка стронция в эвапоритовых бассейнах начинается при насыщении рассола гипсом при плотности рассола 1,122 и солености 8—15 % NaCl. Стронций в таких бассейнах осаждается в виде целестина, образуя включения в доломитах и доломитизированных известняках, обычно подстилающих гипсоносные толщи. Помимо повышения концентрации стронция в водах осоложняющегося бассейна, образованию целестина способствует ограниченность вхождения стронция в структуру доломита. Не менее, а, возможно, более благоприятные условия для образования хемогенного целестина создаются в аридных терригенных породах, подстилающих толщи сульфатных пород (благодаря дефициту кальция в них по сравнению с подгипсовыми карбонатными породами). По мнению В. В. Буркова, этим обусловлено образование седиментационно-диагенетических целестиновых месторождений в некоторых красноцветных и пестроцветных формациях.

При дальнейшем осолонении эвапоритовых бассейнов стронций на сульфатной стадии галогенеза осаждается вместе с гипсом или ангидритом, но в количественном отношении садка стронция идет на убыль. В том случае, если сульфатные осадки представлены ангидритом, большая часть стронция изоморфно захватывается им. При гидратации ангидрита изоморфно рассеянный стронций выделяется в жидкую фазу и осаждается в виде целестина, ассоциируя с вторичными гипсами.

На одном из эпигенетических целестиновых месторождений в Средней Азии в рудном теле, контактирующем с гипсами, постоянно отмечаются реликты ангидрита, частично перешедшие в гипс с мелкими зернами целестина, что позволяет считать образование целестина связанным с гидратацией ангидрита [9]. Все это может указывать на вторичность выделений целестина во многих гипсах в отличие от ангидритов, в которых стронций имеет первично-седиментационный характер.

При максимальном осолонении бассейнов стронций концентрируется в солях (галите, карналлите и других) в незначительных количествах из-за ограниченности изоморфизма с калием, а также высокой растворимости стронциевого хлорида. Показательно, что воды водоемов хлоридного типа отличаются максимальными содержаниями стронция [4].

Среди карбонатных пород наибольшие количества стронция характерны для органогенных, первично-арAGONитовых известняков (изоморфный захват стронция) и первично-седиментационных доломитов, образующихся в эвапоритовых бассейнах (примесь целестина). Известняки, первичным минералом которых являются кальцит или низкомагнезиальный кальцит, а также диагенетические и эпигенетические доломиты, характеризуются более низкими содержаниями стронция. Доломитизация известняков приводит к снижению содержания этого элемента. По содержанию стронция доломиты образуют ряд: седиментационные эвапоритовых бассейнов > диагенетические > эпигенетические.

А. П. Виноградов показал, что по стратиграфическому разрезу Русской платформы количество стронция в карбонатных породах возрастает снизу вверх — третичные породы содержат в 50 раз больше стронция, чем протерозойские (0,15 % — 0,0033 %). Аналогичные данные получены для Северо-Американской платформы. Очевидно, рост содержания стронция в морских водах в ходе геологической истории стимулировал преобладание арагонитсодержащих морских организмов над кальцитсодержащими от палеозоя к кайнозою [44]. Это косвенно подтверждается тем, что экспериментами доказано, что добавление к раствору Sr^{2+} при кристаллизации из него $CaCO_3$ способствует образованию арагонита. Однако возможно и обратное — развитие арагонитсодержащих организмов в мезозое и кайнозое объясняется причинами биологического характера, сам факт их широкого распространения в осадках стимулировал рост содержания стронция в молодых карбонатных породах.

Содержание стронция в осадочных породах зависит также от фациальных условий их образования. В верхнемеловых и палеогеновых отложениях Ферганы содержания стронция закономерно возрастают от континентальных разностей к лагунным (табл. 88).

При диагенезе осадков стронций частично переходит в иловые растворы в силу различных причин: переход метастабильной фазы $CaCO_3$ (арагонита) в стабильную (кальцит), десорбция стронция, растворение кальцита, гидратация ангидрита и переход его в гипс и т. д. Из-за неоднородности физико-химических условий в различных точках осадков возможно перераспределение стронция и

Таблица 88

Содержание (в г/т) стронция в разных фациальных типах пород (в скобках — число проб)

Фаши	Глины	Песчаники	Известняки
Континентальные	160 (14)	176 (10)	218 (28)
Морские	218 (40)	244 (10)	277 (29)
Лагунные	1645 (60)	1770 (76)	—

образование диагенетического целестина. Рост щелочного резерва в иловых водах, связанный с их десульфатизацией, препятствует образованию диагенетического стронцианита. Обычно наблюдаемое вторичное залегание стронцианита в осадочных породах указывает на то, что этот минерал характерен в основном для стадии эпигенеза осадочных пород.

Природные воды

Среднее содержание стронция в речных водах 0,05—0,06 мг/л. Минимальные содержания стронция установлены в водах озер гидрокарбонатного, а максимальные — хлоридного типа.

Несколько выше содержание стронция в гидрокарбонатных озерных водоемах областей молодого тектономагматизма (0,7—5,30 мг/л). Еще более высокие содержания характерны для вод озер сульфатного типа. В озерах Индер и Эльтон содержится 0,5—29,5 мг/л стронция. Максимальные содержания стронция характерны для вод озер хлоридного типа, солевое питание которых осуществляется подземными водами (мг/л): Баскунчак — 247, Уштаган — 164, Экибастуз — 37, Туз — 58. Максимальные содержания стронция (308—330 мг/л) в поверхностных водах установлены Ниссенбаумом (Nissenbaum, 1977) в рапе Мертвого моря (Израиль), имеющей Cl-Na-Mg состав при общей минерализации 310 г/л.

Среднее содержание стронция в морских и океанических водах, по А. П. Виноградову, составляет 8 мг/л. В подземных водах наибольшие содержания стронция (сотни и тысячи миллиграммов на литр) характерны для пластовых глубокозалегающих хлоридных рассолов: хлоридно-кальциево-магниевого, хлоридно-кальциево-натриевого, хлоридно-магниево-кальциевого и хлоридно-натриево-кальциевого.

Стронциеносные хлоридно-кальциево-натриевого и хлоридно-натриево-кальциевого воды часто ассоциируют с карбонатными, сульфатными и соленосными породами, обогащенными стронцием в виде целестина.

В маломинерализованных гидрокарбонатных и сульфатных водах распределение стронция контролируется произведением растворимости $\text{SrCO}_3 (5 \cdot 10^{-10})$ и $\text{SrSO}_4 (2,1 \cdot 10^{-7})$. В гидрокарбонатных водах содержание стронция уменьшается с ростом концентрации CO_3^{2-} , в сульфатных водах наличие SO_4^{2-} стимулирует осаждение целестина. Воды этих гидрохимических классов обычно обеднены стронцием.

В хлоридных водах содержание стронция возрастает с содержанием кальция. Л. С. Балашевым показана четкая обратная взаимосвязь содержаний в хлоридных водах стронция и натрия (в скобках — число анализов):

Na (%-экв):	95	94—92	92—90	90—88	88—86	86—84	84—82
Sr (мг/л):	45(24)	113(30)	137(23)	169(36)	192(24)	253(29)	257(27)

Содержание стронция в Cl-Na-Ca и Cl-Ca-Mg пластовых водах увеличивается с ростом их общей минерализации. В вертикальном гидрохимическом разрезе содержание стронция в пластовых водах обычно возрастает с глубиной, чаще всего оно максимально в водоносных внутрисолевых и подсолевых комплексах. В общем случае распределение стронция в различных водоносных горизонтах закономерно связано с их вертикальной гидрохимической зональностью. Увеличение его концентрации происходит на стадии метаморфизации рассолов Cl-Mg,

Cl-Mg-Na состава в Cl-Na-Ca, Cl-Mg-Ca и Cl-Ca-Na рассолы параллельно с ростом содержания кальция и уменьшением содержания SO_4^{2-} .

Геотермальные воды областей современного вулканизма содержат мало стронция. В воде Cl-Na-K состава из Новой Зеландии, Японии, США обычно содержится меньше 1 мг/л Sr. Г. А. Голевой в азотно-углекислых термах Паужетской, Кирсунской и других площадей Камчатки определено в среднем 1,7 мг/л Sr (12 проб), а в углекислых Na-Ca водах Нальчевской, Таловой и других площадей — 2,1 мг/л Sr (10 проб).

Слабоминерализованные углекислые, азотные, азотно-гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные и другие типы субтермальных вод альпийских горноскладчатых областей также характеризуются очень низкими содержаниями стронция (до 10 мг/л).

В Закарпатье углекислые воды $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg}$ состава содержат 3,6 мг/л Sr (12 проб), $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$ состава — 8,7 мг/л (8 проб), а Cl-Na состава — 32 мг/л (6 проб) [14].

Кларки стронция

Средние содержания стронция в разных типах горных пород следующие:

Породы	Число проб	Содержание Sr, г/т
Ультраосновные	62	17
Основные	3980	375
плутонические	950	390
эффузивные океанические	1905	405
эффузивные континентальные	1125	285
эффузивные в целом	3030	360
Средние	826	460
плутонические	352	570
эффузивные	474	350
Кислые	2243	270
плутонические (гранодиориты)	457	495
плутонические (граниты)	1257	200
плутонические в целом	1714	275
эффузивные	529	245
Щелочные	1786	510
щелочно-ультраосновные	395	1625
щелочно-габброидные	100	1150
нефелин-сиенитовые	189	755
щелочно-гранитные	470	25
карбонаты	632	4410
Метаморфические	1316	265
сланцы	264	285
гнейсы	451	275
амфиболиты	417	260
гранулиты	126	280
кварциты	52	80
мраморы	6	495
Осадочные	5451	295
песчаники	1080	250
глины	1556	260
карбонаты	2364	370
эвапориты (сульфатолиты и соли)	451	960

Новые данные позволили уточнить средние содержания стронция в магматогенных породах и впервые рассчитать их для метаморфических и осадочных (табл. 89).

Оценки кларков стронция для земной коры приводились различными исследователями (г/т): 170 (Clarke, Washington, 1924), 350 (Ферсман, 1933—1939), 150 (Goldschmidt, 1954), 450 (Barry Mason, 1959), 340 (Виноградов, 1962), 450 (Rankama, 1963), 375 (Taylor, 1964), 480 (Lee Tan, Yaochilung, 1965), 340 (Shaw,

Таблица 89

Средние содержания стронция в горных породах, г/т

Ультра- базиты	Основ- ные	Сред- ние	Кис- лые	Щелоч- ные	Метамор- фические	Оса- дочные	Исследователь
100 60	100 140	320 170	80 120	600 —	— —	— —	Холмс, Харвуд (1932 г.) Хевези, Вюрстлин (1934 г.)
— 1	200 465	300 —	100 285	1400 200	— 242*	— 610*	Нолль (1934 г.) Турекьян, Ведеполь (1961 г.)
10 17	440 375	800 460	300 270	— 510	— 265	— 295	Виноградов (1962 г.) Бурков (1984 г.)

* Кристаллические сланцы. ** Известняки.

1867), 390 (Hurley, 1968), 290 (Wedepohl, 1971), 215 (Reeves, Brooks, 1978), 350 (Rickwood, 1983).

При оценке кларка стронция для земной коры использованы два варианта. Первый вариант учитывал относительную распространенность главных типов пород в земной коре по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому с незначительными изменениями (соотношение гранитов и гранодиоритов принято по данным А. А. Беуса, 1981 г.). При этом соотношение основных пород и амфиболитов принято за 1:1. При втором варианте расчета соотношения разных типов пород и состав континентальной коры в целом взяты в соответствии с представлениями А. А. Беуса [2]. В обоих случаях использованы полученные нами средние содержания стронция в породах.

Вариант 1

Породы	Распростра- ненность пород, %	Содержание Sr, г/т
Пески и песчаники	1,4	230
Глины	4,2	260
Карбонаты	2,0	370
Граниты	16,1	200
Гранодиориты	5,5	495
Щелочные породы	0,4	510
Основные породы, амфиболиты	45,2	320
Дуниты, перидотиты	0,2	17
Гнейсы	19,0	275
Сланцы	5,1	285
Мраморы	0,9	495
Земная кора в целом	100	305

Вариант 2

Плутонические	100,0	305
кислые	85,2	275
средние	4,5	570
основные	9,0	390
ультраосновные	0,3	17
щелочные	1,0	870
Эффузивные	100,0	330
основные	36,7	360
средние	41,4	350
кислые	21,7	245
щелочные	0,2	640
Плутонические	52,0	305

Эффузивные	48,0	330
Магматические в целом	100,0	320
Континентальная кора (кларк)	100,0	295
магматические	50,0	320
метаморфические	43,0	265
осадочные	7,0	295

Генеральное среднее для каждого типа пород вычислялось как среднее арифметическое из выборок по разным районам. Всего при подсчете средних содержаний для всех типов пород использовано более 15 000 анализов.

Для ультрабазитов за генеральное принято среднее содержание стронция в альпийотипных ультрабазитах, среди которых абсолютно преобладают перидотиты. При оценке среднего содержания стронция в эффузивных основных породах соотношение океанических и континентальных эффузивов принималось соответственно за 60 и 40 %. Поскольку соотношение эффузивных и плутонических основных пород достоверно неизвестно, при расчете кларка стронция для основных пород было взято среднее арифметическое для плутонических и эффузивных разностей. То же самое относится к оценке кларка для средних пород.

При оценке кларка для кислых пород учитывались лишь породы нормального ряда, как абсолютно преобладающие. При этом учитывалось постоянное различие содержаний стронция в гранитах и гранодиоритах, соотношение между последними принято равным 74,7 и 25,3 % [2]. Соотношение между кислыми плутоническими и эффузивными породами принято равным 78,3 и 21,7 % (Соловьев, 1952 г.). При оценке кларка стронция для щелочных пород учитывалась относительная распространенность их разных типов по В. Г. Лазаренкову и Г. В. Абакумовой (1971 г.). Поскольку оценка соотношения между плутоническими и эффузивными щелочными породами отсутствует, при расчете кларка это соотношение не учитывалось. При оценке кларка стронция для метаморфических и осадочных пород относительная распространенность их разных типов принята по А. А. Беусу [2].

Расчеты по этим двум вариантам привели к практически одинаковым оценкам кларка стронция для земной коры — 305 и 295 г/т. Таким образом, можно полагать, что кларк стронция для земной коры равен 300 г/т.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения стронция объединяются в пять главных типов: магматические, карбонатитовые, гидротермальные, экзогенные (седиментационно-диагенетические и эпигенетические) и минерализованные воды и рассолы.

Магматические, а также частично гидротермальные месторождения и минерализованные рассолы являются комплексными месторождениями, из которых стронций может извлекаться попутно с главными компонентами. В экзогенных седиментационно-диагенетических и эпигенетических целестиновых месторождениях, а также в ряде гидротермальных концентрации стронция имеют самостоятельное промышленное значение.

Магматические месторождения

К этому типу месторождений относятся комплексные редкометалльные фосфатные руды, связанные с нйолит-уртитами массивов нефелиновых сиенитов [26]. Детальное изучение апатит-нефелиновых руд Хибинского массива показало, что

стронций постоянно концентрируется во фторапатите (обычно 1,8—5,4 %), изоморфно замещая в нем кальций. Как правило, стронция в апатитах больше, чем редких земель.

Апатит из руд, как правило, содержит меньше стронция по сравнению с апатитом из вмещающих ийолит-уртитов. От подошвы к кровле рудных апатит-нефелиновых залежей содержание стронция увеличивается, что связывается с первичной скрытой расслоенностью ийолит-уртитовой интрузии, из-за которой содержание стронция в апатите детерминировано положением образца в ее разрезе. Перекристаллизованный апатит обычно содержит стронция столько же или больше, чем первичный (2,5—3,3 % SrO против 1,9—2,5 %). Отмечается также, что наиболее обогащены стронцием апатиты из более бедных по содержанию P_2O_5 рудных залежей. В рудах среднее содержание стронция приближается к 1 %, отношение Sr/TR в рудах весьма постоянно и составляет около 2,7. В апатитовом концентрате содержится 2—3 % SrO. При обогащении руд до 90 % стронция переходит в апатитовый концентрат. В других минералах руд содержится стронция (%): пироксены 0,21, нефелин 0,11, калиевый полевой шпат 0,046, сфен 0,3—0,6.

Некоторый интерес как возможный сырьевой источник стронция представляют лопаритовые руды, также связанные с массивами нефелиновых сиенитов. Содержание SrO в них в среднем всего 0,06 %. Полутное извлечение стронция при переработке лопаритов для получения ниобия принципиально возможно, но при существующей технологии нерентабельно.

Карбонатитовые месторождения

Стронций — характерный элемент карбонатитов, особенно их поздних (анкеритовых, анкерит-доломитовых, сидеритовых и др.) разновидностей. В них встречаются собственно стронциевые минералы (анкилит, бербанкит, карбоцерант, стронциодрессерит), но подавляющая часть стронция рассеивается в кальците, апатите и барите. Однако в некоторых случаях образуются значительные скопления стронцианита и целестина, которые могут иметь сырьевое значение.

В сидерит-анкеритовых карбонатитах массива Канганкунде-Хилл в Малави на двух участках, разведанных до глубины 30 м, запасы стронцианита составляют 51 тыс. т при среднем содержании в руде 17,9 % (11,3 % SrO). Стронцианит ассоциирует с монацитом (5,58 %), бастнезитом, флоренситом, баритом и сфалеритом. Разработана технология получения стронцианитового и монацитового концентратов (Garson, 1965 г.), но на стронций месторождение пока не разрабатывается.

Месторождение Маунтин-Пасс (шт. Калифорния, США) — одно из крупнейших редкоземельных месторождений мира — многими исследователями также отнесено к карбонатитовому типу. Оно имеет докембрийский возраст и связано с шонкинитами и богатыми калием сиенитами. По Д. Паркхасту (Parkhusl, 1983 г.), минеральный состав типичной руды (в %): кальцит 40, барит и целестин 25, бастнезит 12, стронцианит 10, кремнистое вещество 8. Запасы руды оцениваются в 40 млн. т. Таким образом, если учитывать только стронцианит, то запасы SrO на месторождении могут быть оценены ориентировочно в 3,1 млн. т. Соотношение барита и целестина в рудах не указывается; в связи с этим можно предполагать, что суммарные запасы стронция (в стронцианите и целестине)

имеют порядок по крайней мере 4,0 млн. т SrO , что сопоставимо с запасами крупнейших экзогенных целестиновых месторождений. Стронций из руд месторождения Маунтин-Пасс, однако, пока не добывается.

Гидротермальные месторождения

Целестин и стронцианит в небольших количествах встречаются во многих полиметаллических, барит-полиметаллических, флюоритовых и других, преимущественно низкотемпературных, гидротермальных месторождениях. Месторождения этого типа характеризуются небольшими запасами, низкими содержаниями стронция в рудах и серьезного сырьевого значения сейчас не имеют, хотя раньше целестин длительное время в небольших масштабах добывался на золото-серебряно-свинцовом месторождении Провиденсия в Мексике, где он концентрировался в висячих боках рудных жил и, реже, образовывал самостоятельные жилы. Некоторое время целестин добывался также из галенит-церуссит-сфалеритовых руд месторождений Базина и Эль-Графа в Тунисе. Содержание SrO в жилах составляло примерно 3 %.

В последние годы выяснилось, что в связи с базальтоидным магматизмом могут формироваться крупные концентрации целестина, имеющие самостоятельное промышленное значение. Одно из немногих известных месторождений этого типа локализуется в пределах Тунгусской синеклизы на западе субширотной тектонической зоны, представленной системой кулисообразных и диагональных разрывных нарушений. Внедрение интрузий долеритов по этим нарушениям привело к гидротермальным изменениям вмещающих пород вулканогенно-осадочной нижнетриасовой толщи (кальцитизация, хлоритизация, аргиллизация и др.) и к образованию стронциевого и полиметаллического оруденения.

На участке месторождения вскрыты три рудные залежи. Главная из них имеет сложную линзообразную форму, изменчивую по падению, простиранию и мощности. На юге она погружается к центру рудовмещающей структуры под углом 50° . Залежь слагается в основном массивными рудами с 30—90 % целестина (в среднем 66,2 %) и до 18 % гетита и гидрогетита. Иногда в рудах содержится кальцит (до 5 %), барит (до 5 %) и целестинобарит. В западной части главной залежи распространены полосчатые гетит-целестиновые руды, отличающиеся от массивных большей пористостью и большим содержанием железорудных минералов. Целестин в них содержится до 30—35 %. Кроме того, на месторождении выделяются баритизированные и целестинизированные породы с реликтовой текстурой брекчий. В них целестин и барит образуют гнездообразно-прожилковые выделения. Барита в таких минерализованных участках брекчий до 30 %, а целестина — до 14 %. На севере, западе и юго-западе рудовмещающей структуры распространены дробленые аргиллизированные породы и глины монтмориллонитового состава, также часто содержащие 1,5—10 % SrO и 0,3—5 % BaO . Целестиновые руды содержат небольшие количества сульфидов (пирит, халькопирит, мельниковит, галенит, сфалерит и др.) и сопровождаются вторичными геохимическими ореолами рассеяния свинца, цинка и меди.

Перспективный, но пока мало изученный тип гидротермального целестинового оруденения установлен также в некоторых магнетитовых месторождениях так называемого «ангаро-илимского» типа, которые приурочены к своеобразным трубкам взрыва. Трубки выполнены туфами, туфобрекчиями, агломератами, глыбами и обломками вмещающих осадочных пород и траппов. Эти породы под-

верглись интенсивному гидротермальному метасоматозу с образованием магнетитовых руд и (в верхних горизонтах) магнетит-целестиновых и целестиновых залежей, в которых содержание SrO может достигать 20 %.

Экзогенные месторождения

Седиментационно-диагенетические месторождения

Промышленные седиментационно-диагенетические месторождения связаны с аридными красноцветными гипсоносно-мергелистыми и пестроцветными сульфатно-терригенными формациями, а также с некоторыми вулканогенно-осадочными формациями.

Красноцветные гипсоносно-мергелистые формации образуются в пределах пустынных равнин между областями сноса и мелководными бассейнами. Они слагаются красноцветными мергелями и глинами, в меньшей степени алевролитами и песчаниками, обычно карбонатизированными. Породы в той или иной степени огипсованы, в верхах разрезов гипс образует прослой и линзы, по простиранию сменяемые мергелями или другими породами. Породы формируются в аллювиальных, озерных, лагунных условиях, характерно широкое распространение *золотых отложений*.

Конкреции и линзообразные залежи целестина приурочены к горизонтам озерных загипсованных мергелей и глин и прослеживаются в них на определенных стратиграфических уровнях на сотни и тысячи метров. Целестин концентрируется в результате хемогенного осаждения в осолоняющихся водоемах. Текстурно-морфологические особенности конкреций и линз указывают на их диагенетическую природу. Обычно эти стронциеносные формации подстилаются или фациально замещаются сульфатно-карбонатными формациями (с небольшими, но постоянными содержаниями аутигенного целестина), частичный размыв которых обуславливал поступление стронция в озерные бассейны.

Известные стронциеносные гипсоносно-мергелистые формации локализуются в платформенных синеклизах и впадинах (впадина Манча в Испании, Северо-Германская впадина, Парижский бассейн, Виллойская синеклиза Сибирской платформы и др.). За рубежом к этому типу относится месторождение Иейт (Великобритания), раньше являвшееся одним из главных сырьевых источников стронция. Месторождение связано с толщей красноцветной гипсоносно-мергелистой формации кейпера.

Пестроцветные сульфатно-терригенные формации известны в Средней Азии. Главные члены парагенезиса их пород — пестроокрашенные глины, песчаники, алевролиты и гипсы; второстепенные — доломитовые мергели и доломиты. В разрезах фиксируется циклическое строение формации: циклы начинаются осаждением терригенных и карбонатных осадков и заканчиваются образованием гипсов. Породы формации накапливались в условиях прогрессирующего осолонения вод бассейна, но на фоне интенсивной терригенной седиментации.

Сульфатно-терригенная толща формировалась в лагунных и прибрежно-морских мелководных условиях в аридной климатической зоне, в пределах крупной синклинали впадины, развивавшейся в мезозое и палеогене на эпигерцинском платформенном основании. Она подстилается верхнемеловыми континентальными красноцветами и перекрывается терригенно-карбонатной морской формацией палеогена.

Максимальные масштабы стронциевая минерализация имеет в верхах пачек терригенных пород, подстилающих гипсы (верхи пестроцветной свиты, сузакский ярус). Целестин встречается в виде отдельных зерен и их агрегатов, конкреций, жеод и жил.

Основной формой оруденения являются конкреции целестина, чаще всего встречающиеся в пестроцветных глинах и алевролитах, реже в карбонатно-мергелистых породах и гипсах. Наибольшее их количество приурочено к участкам частого переслаивания разных по составу пород. В рудоносных горизонтах конкреции залегают в виде нескольких (6—7) стратифицированных жепочек, отстоящих друг от друга на 30—100 см и более. Расстояние между конкрециями в цепочках колеблется в пределах метра, но иногда они тесно примыкают друг к другу. Цепочки конкреций прослеживаются по простиранию на сотни метров и более. В конкрециях содержится 60—90 % целестина. Размеры его зерен и количество терригенных примесей растут к периферии конкреций. В некоторых конкрециях трещины сокращения заполнены перекристаллизованным целестином.

В разрезах терригенным породам с конкрециями обычно предшествуют прослой доломитов и мергелей с вкрапленным целестином (до 6 %). К эпигенетическим образованиям относятся жеоды и прожилки целестина в доломитах, мергелях и гипсах. Они встречаются реже, чем конкреции, с которыми связано основное количество стронция. Содержание SrO в рудных телах составляет 7—9 %.

Анализ условий образования одного из наиболее изученных месторождений показал, что оно формировалось в прибрежной зоне морского бассейна, отделявшейся от основной акватории узкой субширотной грядой палеозойского антиклинального поднятия. Это поднятие во время отложения рудоносных осадков являлось конседиментационно развивавшейся подводной возвышенностью, что в условиях аридного климата способствовало осолонению вод в прибрежных участках и хемогенному осаждению целестина, доломита и гипса.

Вулканогенно-осадочная формация, с которой связан ряд стронциевых месторождений США (Ладлоу, Соломон, Росс, Агуила, Хилл-Бенд и др.), сформировалась при оживлении вулканизма и тектонических движений на заключительных этапах (миоцен—плиоцен) развития альпийской Кордильерской геосинклинали.

Формация сложена базальтовыми, андезитовыми и риолитовыми лавами и туфами, агломератами, конгломератами, брекчиями, туфовыми песчаниками, глинами и бентонитами.

Стронциеносными являются горизонты озерных туфов, глин, песчаников, сменяющихся по латерали безрудными фациями прибрежных и наземных отложений (брекчий, лавы, агломераты и др.). Прослой лав базальтов и андезитов часто вклиниваются в толщу озерных отложений. Линзовидные тела и прослой (мощностью до 0,6 м, протяженностью до 20 м), содержащие 40—92 % целестина (или стронцианита на месторождениях Соломон и Росс), залегают в туфах, глинах и песчаниках. В продуктивных пачках мощностью до 5 м прослой и линзы целестина, разделенные безрудными породами, занимают до 50 % разреза. Таким образом, в продуктивных пачках целестина или стронцианита содержится 20—40 %. Стронциеносные отложения интенсивно окремнены, целестин и стронцианит постоянно ассоциируют с железистыми охрами и гидроокисями марганца. Масштабы стронциевого оруденения, железо-марганцевой минерализации и окремнения возрастают с ростом в разрезах количества пирокластического материала.

Образование рассмотренных месторождений связано с поступлением в озера стронция с гидротермальными растворами, сопровождавшими синхронный с рудообразованием базальтоидный вулканизм, и с последующим хемогенным осаждением целестина и стронцианита из озерных вод в условиях аридного климата. В непосредственной близости от месторождений Ладлоу, Соломон и Росс в одновозрастных отложениях известны типичные вулканогенно-осадочные месторождения бора (Крамер и др.) с целестином, стронцианитом и боратами стронция — витчитом и туннелитом.

Эпигенетические месторождения

По преобладающим условиям образования среди месторождений этого типа выделяются жильные, образующиеся при выполнении рудным материалом трещин и полостей, и месторождения, формирующиеся при метасоматическом замещении вмещающих пород. Первые имеют секущий характер, вторые, при общем стратиформном облике, часто характеризуются сочетанием массивных, вкрапленных, прожилковых руд в разных количественных сочетаниях. Существуют также месторождения, в которых сочетается жильное и стратиформное оруденение.

Собственно жильные месторождения встречаются относительно редко, имеют небольшие масштабы и их сырьевое значение сейчас невелико. Мелкомасштабные стронцианитовые месторождения жильного типа известны в районе Мюнстера (Вестфалия, ФРГ). Жилы залегают в известняках и мергелях сенона, обычно они выклиниваются на глубине 20—60 м, их мощность до 2,5 м (чаще — десятки сантиметров), содержание SrO в жилах составляет 50—80 % (Шнейдерхен, 1959 г.).

Метасоматические месторождения (преимущественно стратиформные) почти всегда монометаллы, рудным минералом является целестин. Обычно стронциевые месторождения связаны с породами определенного возраста. Так, в стронциеносной провинции юго-восточных районов Канады месторождения приурочены к миссисипским породам (Энон, Дорчестер и др.). В Испании стронциеносны миоценовые породы, с которыми, в частности, связано крупнейшее месторождение Монтевиве. В СССР на Кавказе отмечается связь проявлений стронция с раннемеловыми и позднерурскими породами, на п-ове Мангышлак — с неогеновыми, в Средней Азии — с палеогеновыми. Целестиновые месторождения в Турции, Афганистане, Пакистане и Иране локализованы в породах кайнозойского возраста.

Провинции эпигенетических стронциевых месторождений пространственно сопряжены с областями развития интенсивно дислоцированных отложений в складчатых областях или зонах платформ, испытавших тектоническую активизацию.

Процессы замещения сульфатно-карбонатных пород целестином в платформенных формациях обычно тяготеют к зонам неотектонически активизированных разломов.

Эпигенетические стронциевые месторождения залегают в карбонатных, сульфатно-карбонатных и карбонатно-терригенных породах. Вмещают оруденение чаще всего известняки, мергелистые и глинистые известняки, доломиты, мергели, реже песчаники. Во многих случаях гипсы подстилают, перекрывают или фациально сменяют рудоносные карбонатные породы, но сами практически безрудны. В других случаях рудные тела непосредственно связаны с гипсами или ангидри-

тами. Однако многие месторождения локализируются в толщах, не содержащих гипсы. На Мангышлаке оруденение приурочено, например, к карбонатным и терригенно-карбонатным толщам сармата, в которых гипс имеется лишь в виде более поздних маломощных секущих прожилков.

Характерно, что на месторождениях в молодых породах (сармат Мангышлака, бухарский ярус Средней Азии и др.) целестиновое оруденение чаще локализуется в органогенных и органогенно-детритовых известняках. В древних толщах рудовмещающими чаще являются пелитоморфные, доломитизированные и загипсованные известняки.

На метасоматических месторождениях целестина при общем пластообразном характере продуктивных горизонтов встречаются залежи неправильной, линзообразной формы, прожилково-вкрапленные, вкрапленные руды. Количественное соотношение этих типов руд различно. Мощности линзообразных залежей обычно колеблются в пределах первых метров, реже 5—10 м, а в уникальных случаях достигают 30 м (Северная Африка). По простиранию они прослеживаются на десятки — первые сотни метров. Однако такие залежи встречаются редко и чаще разрабатываются продуктивные горизонты, в которых пластообразные тела сочетаются с прожилковым и прожилково-вкрапленным оруденением. Такие продуктивные горизонты обычно не имеют четких геологических границ и оконтуриваются по данным опробования. Мощность таких горизонтов чаще всего колеблется в пределах первого десятка метров.

Основным рудным минералом метасоматических месторождений является целестин. Кроме того, в состав рудных тел входят кальцит, доломит, гипс. В ассоциации с целестином в резко подчиненных количествах на некоторых месторождениях иногда встречаются галенит, сфалерит, гринокит, халцедон. Барит считается вредной примесью целестиновых руд. На большинстве месторождений его содержание не превышает 2 %, но иногда оно достигает 10 % или соизмеримо с количеством целестина. На п-ове Мангышлак наблюдаются переходы от существенно целестиновых руд к баритовым. На аргентинских (недавно открытых) месторождениях вниз по разрезу чисто целестиновые руды сменяются целестин-баритовыми, а затем чисто баритовыми. Для многих эпигенетических целестиновых месторождений характерно наличие небольших количеств самородной серы и битумных включений.

Содержание стронция в метасоматических месторождениях колеблется в широких пределах. В наиболее богатых месторождениях, где линзо- и пластообразные залежи имеют ведущее значение, в среднем содержится 30—90 % целестина. На месторождениях, где массивные, практически мономинеральные руды сочетаются с прожилковыми и прожилково-вкрапленными, содержание целестина, рассчитанное на мощность всего продуктивного горизонта, меньше — обычно в пределах 15—35 %. При современных требованиях для промышленного освоения перспективны месторождения с содержанием целестина не менее — 20 %, а руды с содержанием более 35 % считаются богатыми.

Запасы месторождений стронция метасоматического типа — от десятков тысяч до нескольких миллионов тонн SrO. При современной конъюнктуре перспективы месторождения с запасами не менее 100 тыс. т.

Серные целестинсодержащие месторождения. Целестин — важный популярный компонент эпигенетических серных руд, в которых он ассоциирует с гипсом, ангидритом, реже с баритом и флюоритом. Он широко распространен в месторождениях серы Предкарпатского сероносного бассейна, локализующегося в зоне

сочленения Восточно-Европейской платформы с Предкарпатским краевым прогибом. Серные месторождения приурочены к толще надгипсовых известняков ратынского горизонта верхнего тортона. Сероносные известняки подстилаются гипсами и ангидритами крещатинского горизонта и перекрываются глинами и известняками верхнего тортона. Для серных месторождений (Раздольское, Язовское, Немировское и др.) характерны вкрапленность целестина, его радиально-лучистые агрегаты, прожилки. По В. В. Харкевичу (1979 г.) в предкарпатских месторождениях в вертикальном разрезе серной залежи в нижней части преобладает линзовидно-пропластковый или кавернозно-жеодовый целестин, в средней — вкрапленный; в верхней части разреза стронций преимущественно рассеивается в кальците. Отношение Sr/Ba убывает от подошвы (18—66) к кровле (2—4) серной залежи. Максимальные содержания SrO в барите и BaO в целестине не превышают двух процентов. Наиболее богатые линзовидно-пропластковые выделения целестина контролируются дорудными впадинами, а кавернозно-жеодовые выделения чаще развиваются на тех участках месторождения, где на дорудные впадины наложены пострудные брахиантиклинальные складки. Обычно средние содержания стронция во вторичных серных рудах выше, чем в первичных. В целом содержания стронция в серных рудах составляют первые проценты.

Минерализованные воды

Минерализованные воды глубоких горизонтов платформенного осадочного чехла являются перспективным, но пока не освоенным источником стронция.

В хлоридных рассолах Ангаро-Ленского артезианского бассейна обнаружено до 10 000 мг/л стронция. В подземных водах Приуралья и Поволжья содержится до 680 мг/л стронция.

По оценке М. Галицына, практическое значение могут иметь воды, содержащие более 200 мг/л стронция. Такие воды в глубоких горизонтах артезианских бассейнов часто распространяются на десятки и сотни тысяч квадратных километров, образуя гидрогеохимические стронциевые провинции. Крупная стронциевая провинция — Восточно-Европейская платформа. Здесь стронциеносные рассолы встречены в девонских и более древних отложениях Волго-Камского, Днепровского Припятского, Московского и других артезианских бассейнов. Аналогичные провинции могут быть выделены в пределах Сибирской платформы, Южно-Каспийской впадины и Средней Азии.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МИНЕРАГИЯ

Запасы SrO за рубежом по состоянию на 1982 г. оцениваются в 14,8 млн. т (табл. 90). Однако эти данные не учитывают запасы ряда новых месторождений в Египте, Афганистане, Аргентине и других странах, о которых в литературе имеется слишком мало материалов.

Подавляющая часть запасов SrO приходится на долю собственно стронциевых месторождений; 12,7 млн. т (85,8 %) сосредоточено в рудах эпигенетических месторождений целестина, которые в настоящее время служат единственным освоенным промышленностью сырьевым источником стронция. К этому типу относятся крупнейшие целестиновые месторождения: Монтевиве (Испания), Бени-Мансур (Алжир), Накджир (Иран), Савос (Турция), Энон (Канада) и др. На долю седиментационно-диагенетических месторождений приходится около

Таблица 90

Запасы SrO в капиталистических и развивающихся странах

Регион	Запасы	
	млн. т	%
Европа	4,25	28,7
Великобритания	0,45	3,0
ФРГ	0,12	0,8
Испания	3,7	24,9
Азия	4,9	33,0
Турция	1,5	10,2
Иран	2,0	13,5
Африка	2,43	16,5
Алжир	2,4	16,2
Малави	0,03	0,3
Северная Америка	3,2	21,6
Канада	1,3	8,8
США	1,5	10,2
Мексика	0,4	2,7
Южная Америка	0,02	0,1
Всего	14,82	100,0

3 % учтенных запасов стронция, а на долю вулканогенно-осадочных целестиновых и стронцианитовых месторождений — 1,5 млн. т SrO (около 10 %).

Ориентировочная оценка мировых запасов стронция показывает, что подавляющая часть запасов заключена в собственно стронциевых рудах (82 %), среди которых ведущую роль играют целестиновые руды эпигенетических месторождений (59 %). В комплексных рудах (апатит-нефелиновых, лопаритовых, серных с целестином) абсолютно преобладают редкометалльно-фосфатные апатит-нефелиновые разности.

Типы месторождений	Запасы Sr, %
Эндогенные	32
апатит-нефелиновые, лопаритовые	17
карбонатитовые	3
гидротермальные	12
Экзогенные	68
седиментационно-диагенетические	8
целестиновые	5
вулканогенно-осадочные целестиновые и стронцианитовые	3
эпигенетические	60
серные с целестином	1
целестиновые	59

На долю эндогенных собственно стронциевых и комплексных стронцийсодержащих месторождений приходится около 32 % мировых запасов стронция. Из них 20 % сосредоточено в месторождениях, связанных с глубинным щелочным и щелочно-карбонатитовым магматизмом (апатит-нефелиновые и лопаритовые руды, стронцийсодержащие карбонатиты), а 12 % — в гидротермальных месторождениях, связанных с базальтоидным магматизмом. Вулканогенно-осадочные целестиновые и стронцианитовые месторождения также генетически связаны с базальтоидным магматизмом.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ, ПОИСКИ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наиболее детально разработаны критерии поисков и прогнозирования эпигенетических метасоматических месторождений стронция — основного промышленного типа стронциевого сырья.

1. Месторождения данного типа обычны для складчатых областей или зон платформ и древних складчатых областей, испытавших последующую тектоническую активизацию.

2. Провинции эпигенетических стронциевых месторождений обычно пространственно сочетаются с региональными артезианскими бассейнами хлоридных стронциеносных вод в более древних, чем вмещающие месторождения, отложениях.

3. Локализация оруденения обычно подчиняется четкому стратиграфическому контролю.

4. Рудовмещающими формациями чаще всего служат карбонатно-сульфатные, реже карбонатно-терригенные.

5. Благоприятный фактор — наличие регионально распространенной вкрапленности аутигенного седиментационно-диагенетического целестина.

6. Стронциевое оруденение обычно парагенетически связано с серо- или (и) битумопроявлениями.

7. Локализация месторождений контролируется региональными разломами глубокого заложения и длительного развития, участками пересечения шовных структур. Характерна связь оруденения с антиклинальными структурами, с зонами дробления и повышенной трещиноватости пород, сопровождающими локальные дизъюнктивные нарушения.

Разведка эпигенетических месторождений стронция производится в соответствии с действующими инструкциями Министерства геологии СССР. Опыт разведки показывает, что по сложности геологического строения месторождения стронция относятся ко второй или (реже) третьей группе по классификации ГКЗ СССР; подсчет запасов стронция допускается по категории С₁.

При разведке эпигенетических месторождений с преимущественно стратиформным характером целестинового оруденения целесообразно использовать горно-буровую систему. Так, одно из среднеазиатских месторождений на стадии предварительной разведки разведывалось преимущественно бурением скважин по сети 150×100 м со сгущением сети на стадии детальной разведки до 75×50 м и до 37×25 м на отдельных участках с целью детализации морфологии рудных тел. Около 10 % скважин было заверено шурфами, а с поверхности месторождения изучалась канавами и траншеями. Опробование производилось по керну скважин (длина интервала 0,4—1,6 м), а в горных выработках бороздовым методом с сечением борозды 10×5 см и с длиной секции в среднем 1 м.

Рудные тела оконтуривали по результатам опробования. Бортовое и минимальное промышленное содержание SrO определялось утвержденными условиями с учетом соответствующих технико-экономических расчетов. Пробы анализировались на стронций методами пламенной фотометрии и рентгено-радиометрическим. Рентгено-радиометрический метод эффективно используется также на стадии поисков для оперативного выявления рудных тел, уточнения их морфологии и корректировки направлений разведочных работ.

ОБОГАЩЕНИЕ И ТЕХНОЛОГИЯ ПЕРЕРАБОТКИ РУД

При обогащении целестиновых руд обычно применяют гравитационные методы; извлечение целестина в концентрат составляет 65—70 %. По действующим техническим условиям кондиционный целестиновый концентрат должен содержать не менее 85 % целестина. Флотационные схемы обогащения собственно целестиновых руд не имеют преимуществ по сравнению с гравитационными и менее рентабельны.

При обогащении целестин-баритовых руд возможно применение гравитационных схем в сочетании с флотацией и с последующим гидрометаллургическим пределом коллективных целестин-баритовых концентратов для получения солей стронция и бария.

Из солей стронция в настоящее время наиболее широко используется карбонат SrCO_3 . Технический карбонат получают путем обработки целестина раствором соды, чистый карбонат — спеканием целестина с коксом, выщелачиванием спека водой для получения раствора SrS и осаждением SrCO_3 содой или CO_2 .

Из комплексных редкометалльно-фосфатных руд попутное получение карбоната стронция возможно при переработке апатитового концентрата по азотно-кислотной схеме.

АНАЛИТИКА

Для определения низких содержаний стронция (до 1 %) в природных объектах широко используется метод эмиссионного спектрального количественного анализа. Предел обнаружения стронция при его определении по аналитической линии 460,73 нм составляет 0,0001 %; в качестве внутреннего стандарта используются Pd, Co и Sr.

Метод эмиссионной фотометрии пламени с успехом применяется для определения стронция в породах, минералах и водах при широком интервале его содержаний (до десятков процентов). При измерении по аналитической линии 460,73 нм в пламени ацетилен—воздух порог обнаружения стронция составляет 0,005 %, однако применение пламени азот—ацетилен позволяет понизить его до 0,0005 %. Меньшей чувствительностью (порог обнаружения 0,006 %) характеризуется атомно-абсорбционный анализ, основанный на измерении степени поглощения атомами стронция излучения стандартного источника света.

В последние годы широкое распространение получил рентгеноспектральный метод определения стронция. По методике, разработанной в ИМГРЭ Р. Л. Баринским и др., определяются содержания стронция в интервале 0,003—2 %, при более высоких содержаниях используется способ внешнего стандарта. При наличии в пробах рубидия и ртути, которые мешают анализу, в расчет вводят соответствующие поправочные коэффициенты.

Инструментальный нейтронно-активационный анализ на стронций (совместно с редкими землями) в апатит-нефелиновых рудах разработан в ИМГРЭ (Е. И. Зайцев и др.); порог обнаружения стронция 0,008 %. Метод опробован для содержаний стронция 0,2—2 %.

Весьма перспективно использование флуоресцентного рентгено-радиометрического определения стронция — измерение интенсивности K_{α} -линий характери-

ческого излучения стронция, возбуждаемого радиоизотопным источником ^{109}Cd , ^{170}Tl . При анализе применяют анализаторы «Минерал-3», «Минерал-4» и аналогичную аппаратуру. Интервал определения содержаний стронция 0,1—50 %.

ЭКОНОМИКА

Применение

Долгое время стронций применялся лишь в пиротехнике и для изготовления некоторых сортов красок и эмалей. В конце 60-х годов его потребление резко возросло в связи с использованием карбоната стронция для изготовления стекол кинескопов цветных телевизоров, что обеспечивает более эффективное (по сравнению с окисью барита) поглощение рентгеновского излучения. В настоящее время стронций также используется для производства керамических ферромагнитных материалов, диэлектриков, сегнетоэлектриков, керамических конденсаторов, электроизоляционных материалов. Карбонат стронция используется для получения электролитического цинка высокой чистоты. Консистентные моторные смазки с добавками окиси стронция эффективны при работе двигателей в широких температурных пределах. Нитрат стронция используется для изготовления запальных свечей автодвигателей.

Большие перспективы может иметь использование стронция для изготовления технических стекол вместо более дорогих или токсичных (бор, свинец) компонентов. Добавка солей стронция к стекломассе уменьшает ее склонность к кристаллизации и вязкости и повышает термическую и химическую устойчивость стекол. В металлургии соли стронция могут эффективно использоваться в качестве модификаторов чугуна, для замены плавикового шпата во флюсах. Известны легкие сплавы магний-литиевого состава с добавками стронция (до 4 %). Комплексные сплавы могут применяться при производстве морозостойких сталей.

Значительный рост потребления стронция может быть связан с его использованием в производстве архитектурных керамических материалов, термостойких и водостойких цементов; низкосортные целестиновые и целестин-баритовые руды могут употребляться вместо барита в качестве утяжелителей буровых растворов.

Добыча

За рубежом единственный источник стронция — богатые руды эпигенетических целестиновых месторождений. Долгое время целестиновые руды добывались лишь в Великобритании, в 1960—1968 гг. ее удельный вес в мировой добыче стронция составлял в среднем 63 %. В конце шестидесятых годов монополярная роль в добыче стронция перешла к Канаде, где на базе месторождения Энон было построено предприятие по добыче и переработке 75 тыс. т целестиновой руды в год. В настоящее время наибольшее количество стронция добывается в Мексике (шт. Коауила), где интенсивно разрабатываются эпигенетические месторождения целестина. Второе место занимает Испания. В последние годы расширяется добыча стронция в Турции, Алжире и Иране.

В целом добыча стронция за рубежом с 1960 по 1981 г. возросла в 8,1 раза, при этом доля капиталистических стран в общей добыче стронция снизилась с 64,7 до 31,5 %, а доля развивающихся стран увеличилась с 35,3 до 68,5 % (табл. 91).

Таблица 91

Динамика добычи стронция в расчете на металл (в тыс. т) в капиталистических и развивающихся странах (в скобках — доля добычи в %)

Страна	1960 г.	1965 г.	1970 г.	1975 г.	1980 г.	1981 г.
Канада	—	—	6,69 (27,3)	15,3 (56,7)	—	—
Мексика	1,07 (22,2)	1,07 (18,7)	10,42 (42,6)	6,4 (23,4)	13,2 (41,01)	7,7 (45,4)
Аргентина	—	0,25 (4,3)	0,17 (0,7)	0,2 (0,7)	—	—
Великобритания	2,78 (57,7)	3,98 (69,5)	3,9 (15,9)	1,2 (4,4)	2,2 (6,8)	2,3 (5,9)
Испания	—	—	2,87 (11,8)	3,7 (13,5)	8,2 (25,3)	10,0 (25,6)
Италия	0,34 (7,0)	0,26 (4,3)	0,35 (1,5)	0,3 (1,1)	—	—
Алжир	—	—	—	—	2,4 (7,4)	2,4 (6,2)
Турция	—	—	—	—	4,0 (12,4)	4,4 (11,0)
Пакистан	0,63 (13,1)	0,18 (3,2)	0,06 (0,2)	0,2 (0,7)	—	—
Иран	—	—	—	—	7,1 (2,3)	2,3 (5,9)
Всего	4,82	5,74	24,46	27,3	32,3	39,1

Производство, потребление, цены

Основными потребителями стронциевой продукции за рубежом являются США и Япония. Обе страны обеспечивают свои потребности в металле исключительно за счет импорта. В последние годы импорт стронция в США в пересчете на металл (в тыс. т) составлял: 1975 г. — 10,1; 1976 г. — 17,1; 1977 г. — 17,5; 1980 г. — 16,6; 1981 г. — 22,8. При этом ввозятся преимущественно целестиновые концентраты. Так, в 1980 г. было импортировано 18 тыс. т концентратов и 1,4 тыс. т солей стронция. В 1977 г. 85 % целестиновых концентратов было ввезено в США из Мексики и 15 % из Испании; в 1980 г. 89 % концентратов было получено из Мексики.

Импорт стронция в Японию за последние годы составлял (в тыс. т металла): 1975 г. — 4,2; 1976 г. — 7,8; 1977 г. — 11,3; 1979 г. — 12,3; 1980 г. — 14,3. Импортятся в основном целестиновые концентраты, их импорт из Испании в 1977 г. составил 20 тыс. т, из Турции — 4 тыс. т.

Промышленность США располагает производственными мощностями, способными производить 20 тыс. т солей стронция в год, промышленность Японии — около 19 тыс. т. Выпуск солей стронция в ФРГ и в меньшей степени во Франции и Великобритании составляет примерно 10 тыс. т в год.

Таблица 92

Потребление (в тыс. т металла) стронция в США (в скобках — доля потребления в %)

Область применения	1965 г.	1970 г.	1975 г.	1981 г.
Электроника	—	8,62 (49,6)	5,83 (48,0)	15,28 (67,0)
Пиротехника	1,9 (50,0)	4,18 (24,0)	1,82 (15,0)	2,96 (13,0)
Ферриты для постоянных магнитов	—	2,23 (12,0)	1,94 (16,0)	1,14 (5,0)
Рафинирование цинка	0,6 (14,1)	0,54 (3,6)	0,49 (4,0)	0,68 (3,0)
Производство стекла, керамики и др.	1,4 (35,9)	1,78 (10,8)	2,07 (17,0)	2,75 (12,0)
Всего	3,9	17,35	12,15	22,81

Таблица 93

Потребление (в тыс. т металла) стронция в Японии (в скобках — доля потребления в %)

Область применения	1975 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.
Электроника	6,0 (63,4)	7,37 (68,9)	7,67 (62,6)	8,85 (58,4)	11,8 (61,6)
Ферриты для постоянных магнитов	1,5 (16,5)	2,65 (24,8)	3,83 (31,2)	5,31 (35,7)	6,5 (33,8)
Пиротехника и др.	1,9 (20,1)	0,67 (6,3)	0,76 (6,2)	0,88 (5,9)	0,9 (4,6)
Всего	9,4	10,69	12,26	15,04	19,2

Главная область применения стронция в США — электроника. Темпы роста потребления стронция в США составляют (в %): 1965 г. — 100; 1970 г. — 451; 1975 г. — 316; 1981 г. — 594 (табл. 92).

В Японии стронций также используется главным образом в электронике (табл. 93).

Цены на стронциевое сырье за рубежом неуклонно возрастают. Так, цена целестинового концентрата в 1971 г. составляла 24 долл/т, а в 1980 г. — 61,2 долл/т. Цена технического карбоната стронция в США в 1976 г. составляла 410 долл/т.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балицкий В. С., Лисицина Е. Е.* Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. М., Недра, 1981.
2. *Беус А. А.* Геохимия литосферы. М., Наука, 1981.
3. *Беус А. А., Григорян С. В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
4. *Бойко Т. Ф.* Редкие элементы в галогенных формациях. М., Наука, 1973.
5. *Бородин Л. С.* Особенности распределения и индикаторная роль кальция и стронция в дифференцированных базальтовых сериях. — Геохимия, 1983, № 9, с. 1280—1288.
6. *Бурков В. В.* Минерально-сырьевая база стронциевой промышленности капиталистических и развивающихся стран. М., изд. ВИЭМС, 1975 (Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ).
7. *Бурков В. В.* Закономерности размещения и генезис эпигенетических месторождений стронция. — В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М., Наука, 1980, с. 67—77.
8. *Бурков В. В., Линде Т. П.* Новые тенденции в развитии сырьевой базы стронция. — В кн.: Редкие элементы. Сырье и экономика. М., изд. ИМГРЭ, 1983, с. 45—61.
9. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
10. *Винчелл А. Н., Винчелл Г. В.* Оптические свойства искусственных минералов. М., Мир, 1967.
11. *Геохимия магматизма.* М., Наука, 1982.
12. *Герасимовский В. И.* Геохимия щелочных базальтов. — Геохимия, 1978, № 3, с. 350—358.
13. *Глазунов О. М.* Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. М., Наука, 1981.
14. *Закономерности распространения и формирования металлоносных росолов/Г. А. Голева, М. В. Торикова, Л. Н. Алексинская, Н. А. Солодов.* М., Недра, 1981.
15. *Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия.* М., Недра, 1977.
16. *Зубков Л. Б., Галецкий Л. С., Металиди С. В.* Минералы гельвиновой группы и их месторождения. Киев, Наукова думка, 1976.
17. *Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францессон Е. В.* Геохимия кимберлитов. М., Недра, 1978.
18. *Капустин Ю. Л.* Геохимия стронция и бария в карбонатитах. — Геохимия, 1982, № 3, с. 369—380.
19. *Коган Б. И.* Редкие металлы. Прошлое, настоящее, будущее. М., Наука, 1978.
20. *Коган Б. И.* Редкие металлы. Состояние и перспективы. М., Наука, 1979.
21. *Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А.* Рубидий и цезий. М., Наука, 1971.
22. *Конов А. А.* Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1982.
23. *Крайнов С. Р., Перова Н. Г., Батуриная И. В.* О геохимических особенностях и условиях формирования углекислых вод Кавказа, обогащенных литием, рубидием, цезием. — Геохимия, 1973, № 3, с. 915—926.
24. *Лазаренко Е. К., Винар О. М.* Минералогический словарь, Киев, Наукова думка, 1975.

25. Лазаренков В. Г. О распределении микроэлементов в щелочных интрузивных породах. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1978, ч. 107, вып. 1, с. 55—64.
26. Лазаренков В. Г. О неэквивалентности микроэлементных составов щелочных эффузивных и интрузивных пород. — Геохимия, 1978, № 7, с. 1103—1108.
27. Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. М., Наука, 1976.
28. Месторождения литофильных редких металлов. М., Недра, 1980.
29. Минералогические таблицы/Под ред. Е. И. Семенова. М., Недра, 1980.
30. Минералогия щелочных массивов и их месторождений/Е. И. Семенов, Е. М. Еськова, Ю. П. Капустин, А. П. Хомяков. М., Наука, 1974.
31. Прогнозные и поисково-оценочные критерии целестинового оруденения метасоматического типа. — В кн.: Методы прогнозирования и оценки экзогенных редкометалльных месторождений. М., изд. ИМГРЭ, 1979, с. 36—55.
32. Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., Недра, 1974.
33. Скиба Н. С. Геохимия стронция и бария (Ферганская депрессия). Фрунзе, Илим, 1970.
34. Скосырева М. В., Солодов Н. А. Геохимия и минералогия циркония и гафния. М., изд. ВИНТИ, 1983.
35. Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М., Наука, 1971.
36. Солодов Н. А. Минералогия литофильных редких металлов. М., Недра, 1978.
37. Солодов Н. А., Балашов Л. С., Кременецкий А. А. Геохимия лития, рубидия и цезия. М., Недра, 1980.
38. Стронций и барий в эндогенных образованиях. М., Наука, 1973.
39. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитондов. М., Наука, 1977.
40. Туголесов Л. Д., Осокин Е. Д. Распределение редких элементов в главных формационных типах нефелиновых сиенитов СССР. — Геохимия, 1981, № 6, с. 904—910.
41. Турекьян К. К. Распространенность химических элементов в земной коре. М., Наука, 1972.
42. Фомин А. Б. Геохимия ультрабазитов юго-восточной части Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1979.
43. Химия и технология редких и рассеянных элементов/Под ред. К. А. Большакова. М., Высшая школа, 1978.
44. Usdowski E. Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat und Ca-Sulfat Mineralen. — Contr. Mineral and Petrol., 1973, p. 177—195.

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ И ПРОМЫШЛЕННО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редкометалльные минералы

- Авогадрит 118, 119
А-витчит 236, 238
Амбатоаринит 236, 239
Амолигонит 8, 21
Аминонит 168, 172
Анкилит 236, 239
Асбекасит 169, 177
Бабеффит 169, 178
Бавенит 168, 173
Балавинскит 236, 238
Балифолит 7, 12
Баратовит 7, 12
Барилит 168, 172
Бастинит 8, 23
Бацит 176
Беарсит 169, 177
Бегилльдит 236, 237
Беловит 236, 241
Бербанкит 236, 239
Берборит 168, 170
Берилл 168, 174
Бериллит 168, 171
Бериллиевый везувин 176
Бериллиймаргарит 168, 176
Бериллийтегерит 168
Бериллоцит 169, 178
Бертосант 8, 23
Бертрандит 168, 170
Бехоит 169, 179
Бикитаит 7, 11
Битият 168, 8, 18
Боулит 168, 8, 18
Бранюкит 7, 13
Бромеллит 169
Брюстерит 237
Вейрнинцит 169, 178
Велоганит 236, 240
Велшит 170
Виргилит 7, 11
Витчит 236, 238
Воробьевит 7, 118, 176
Гадолинит 168, 173
Гамбергит 168
Гарстгит 168, 174
Гебронит 8, 21
Гекторит 8, 19
Гельбертрандит 168, 171
Гидробериллит 171
Гельвин 168, 176
Глюция 169, 178
Гентгельвин 168, 177
Гердерит 169, 178
Гольмквистит 7, 14
Гудкенит 236, 242
Гояцит 236, 241
Гюганит 168, 172
Даналит 168, 177
Дарапиозинит 7, 13
Дельрионит 237, 243
Доннайит 236, 240
Иберисилит 173
У-Ве датолит 173
Калистронцит 236, 241
Са-Fe³⁺ гадолинит 174
Карбоцернаит 236, 240
Карпинскит 168
Катаямалит 7, 12
Кемлицит 237, 242
Клиногольмквистит 7
Кольбекит 169
Кольквириит 7, 10
Криолитионит 7, 9
Кричтонит 237, 243
Кукенит 8, 19
Кургантаит 236, 238
Лампрофиллит 237, 243
Лейкофан 168, 172
Лейфит 168, 173
Лепидолит 8, 16
Либерит 7, 10, 168
Лидикоатит 8, 20
Литиофиллит 8, 22
Литиофорит 8, 23
Литиофосфат 8, 20
Li-Al-балифолит 7
Литиево-рубидиевый фенгит 8, 15, 117
Ловдарит 168, 173
Лусунгит 237, 243
Манандонит 8, 19
Манган-нептунит 7, 12
Маргаритасит 118, 119
Масутомилит 8, 15
Мелиофан 168, 172
Метадельрионит 237, 243
Милларит 168, 176
Монтебразит 8, 21
Моразит 169, 177
Морганит 118
Намбулит 7, 12
Настрофит 236, 242
Нордит 237, 244
Нептунит 7, 12
Ольгит 236, 242
Омиллит 237, 244
Палермоит 8, 23, 237, 243
Перманит 169, 179
Петалит 7, 11
Полилитионит 8, 16
Поллуцит 118, 119
Протолитионит 8
Р-витчит
Родицит 7, 10, 118, 168
Рошерит 169, 178
Рошерит трикл. 169
Рубидиевый лепидолит 117, 119
Рубидиевый микроклин 117, 118
Рубидиевый мусковит 117, 119
Свайнфордит 8, 19
Сваббергит 236, 242
Сведенборгит 169, 179
Семеновит 168, 172
Сиклерит 8, 22
Славсонит 237
Согдианит 7, 13
Соренсенит 168, 177
Сподумен 7, 14
Стенинит 236, 237
Стронцианит 236, 240
Стронций-апатит 236, 242
Стронциоборит 236, 239
Стронциоджунорит 236, 239
Стронциоджоакинит 237, 244
Стронциодрессерит 236, 240
Суглит 7, 13
Сферобертрандит 168, 171
Сянжуалинит 7, 11, 168
Таворит 8, 21
Тайнхюлит 8, 18
Танкоит 8, 20
Тапробанит 169, 179
Таусонит 237, 243
Тафенит 169, 179
Тихоноенковит 236, 238
Тримерит 168, 176
Трифилит 8, 21
Тугтулит 168
Тунеллит 236, 239
Умбозерит 237, 244
Уралолит 169, 177
Фейлит 169, 178
Фенацит 168, 170
Ферганит 8, 23
Хараданит 237, 244
Хёрлбатит 169, 178
Хризоберилл 169
Цезневый астрофиллит 118, 119
Цезневый блотит 118, 119
Цезий-куплетскит 118, 119
Цекттерит 7, 13
Целестин 236, 241
Циннвальдит 8, 15
Чкаловит 168, 171
Эвдидимит 171
Эвкрипит 7, 10
Эвклаз 168, 172
Эльбант 8, 20
Эмелеусит 7, 14
Эпидидимит 168, 171
Эрдманит 174
Эфесит 7, 18
Ярлит 236, 238

Промышленно-парагенетические типы месторождений

- Альбит-лепидолитовые пегматиты с танталатами 62
Альбит-микроклин-флюоритовые метасоматиты с бертрандитом и фенацитом 197
Альбитовые грейзены с бертрандитом 196

Альбитовые пегматиты с танталитом, бериллом, иногда также с касситеритом и сподуменом 62, 71, 195
Альбит-сподуменовые пегматиты с колумбитом и бериллом, иногда также с фергусонитом и касситеритом 62, 72, 195
Амазонит-альбит-микроклиновые пегматиты с бериллом и гадолинитом 195, 201
Арфведсонит-альбитовые фениты с цезий-куплетским 64, 135
Арфведсонит-эгрин-альбит-ортоклазовые фениты с баритом 198, 223
Бютит-альбит-флюоритовые грейзены с бериллом 196, 210
Бурый уголь с рубидием и цезием 64
Гакманит-чкаловитовый штокверк в науаятах 198, 223
Гематит-полевошпат-флюоритовые метасоматиты с лейкофаном, бертрандитом, эвклазом. 197
Гидротермальные месторождения стронция 269
Глубокозалегающие хлоридные существенно натриевые, кальциевые или магниевые рассолы с РЩМ 65, 140
Кальцит-флюорит-мусковитовые метасоматиты с бериллом 196, 212
Кальцит-флюоритовые метасоматиты с бертрандитом в известняках 197, 216
Карбонатитовые месторождения стронция 268
Карналлиты с рубидием 64, 135
Кварц-альбит-флюоритовые метасоматиты с фенакитом 197
Кварц-вольфрамит-берилловые жилы 196, 209
Кварц-молибденит-вольфрамитовые грейзены с бериллом 196, 209
Кварц-мусковитовые метасоматиты с бертрандитом и эвклазом (бериллом и бромелитом). 197, 214
Кварц-толаз-мусковит-сульфидно-касситеритовые грейзены с бериллом 196
Кварц-флюоритовые метасоматиты с бериллом и фенакитом 197
Коры выветривания на редкометалльных пегматитах с танталатами, танталистым касситеритом, бериллом 199
Коры выветривания на щелочных сиенитах с ксенотимом, радофанитом
Криофиллит-амазонит-альбитовые граниты с танталит-колумбитом и микролитом 62, 66
Лепидолит-микроклин-альбитовые граниты с амблигонитом, касситеритом и танталит-колумбитом 62, 67
Магматические месторождения стронция 267
Магнетит-везувияновые метасоматиты с хризобериллом 195, 203
Магнетит-флюоритовые метасоматиты с гельвином 195, 203
Межзернистая карбонатно-хлоридная натриевая рапа с литием 65, 145
Микроклин-альбитовые пегматиты с танталитом и бериллом 195, 202
Микроклиновые пегматиты с бериллом и колумбитом 195, 199
Минерализованные воды со стронцием 274
Монтмориллонитовые глины с бехонитом, гельбертрандитом и сферобертрандитом 199, 224
Мусковит-альбитовые грейзены с бериллом и вольфрамитом 196
Мусковит-литийнит-флюоритовые метасоматиты с фенакитом 63, 197, 213
Мусковит-турмалин-флюоритовые метасоматиты с хризобериллом 197, 213
Неглубоко погребенная хлоридная натриевая рапа с литием 65, 144
Нефелин-апатитовые руды с рубидием и цезием 64, 134
Олигоклаз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом 63, 196, 206
Поверхностная хлоридная Na-Mg рапа с Li и Rb 65, 146
Поверхностная сульфатно-хлоридная Mg-Na рапа с литием 65, 147
Подлитийнит-рибекитовые щелочные граниты с колумбитом и циртолитом 64, 79
Подлитийнит-флюоритовые метасоматиты 63, 78
Рибекит-микроклин-альбитовые метасоматиты с гентгельвином, фенакитом, бастнезитом, монацитом, цирконом 198, 220
Рибекит-эгрин-альбитовые метасоматиты с лейкофаном, даналитом, фенакитом, бастнезитом, цирконом 198, 220

Промышленно-разведочные типы месторождений

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	3
Предисловие	4
ЛИТИЙ	5
Общие сведения и свойства	5
Минералогия	6
Особенности состава минералов — 6. Описание минералов — 9.	
Геохимия	24
Несобственные минералы — 24. Космос, Земля, земная кора — 35.	
Ультрабазиты, базиты и средние породы — 37. Кислые породы — 38. Гранитные пегматиты — 40. Щелочные породы — 40. Эффузивные породы — 47. Осадочные породы — 50. Метаморфические породы — 53. Руды черных металлов — 53. Общая таблица кларков — 58.	
Рудные формации и промышленно-парагенетические типы месторождений . 61	
Редкометалльные граниты щелочноземельного ряда («кислые») — 66. Редкометалльные гранитные пегматиты — 69. Редкометалльные грейзены — 78. Редкометалльные слюдяно-флюоритовые метасоматиты — 78. Редкометалльные щелочные граниты — 79.	
Количественная минералогия	79
Прогнозирование, поиски и оценка месторождений	87
Прогнозирование — 87. Поиски — 89. Оценка месторождений — 90.	
Аналитика	98
Обогащение руд	100
Минеральные типы руд. Концентраты — 100. Поминеральные балансы распределения — 101. Методы обогащения — 104.	
Технология переработки концентратов	106
Экономика	108
Применение — 108. Сырьевые ресурсы — 111. Добыча — 111. Производство — 113. Потребление и потребность — 114. Внешняя торговля и цены — 115.	
РУБИДИЙ И ЦЕЗИЙ	116
Общие сведения и свойства	116
Минералогия	117
Особенности состава минералов — 117. Описание минералов — 118.	
Геохимия	120
Несобственные минералы — 120. Космос, Земля, земная кора — 121. Ультрабазиты, базиты и средние породы — 122. Кислые породы — 123. Гранитные пегматиты — 124. Щелочные породы — 124. Эффузивные породы — 125. Осадочные породы — 127. Метаморфические породы — 128. Руды черных металлов — 129. Природные воды — 129. Общая таблица кларков — 132.	

Рудные формации и промышленно-парагенетические типы месторождений	132
Редкометалльные околосоматитовые метасоматиты — 132. Редкометалльные кислые эффузивы — 133. Нефелин-калишпатовые массивы — 134. Редкометалльные фениты — 135. Хемогенные образования — 135. Высокоминерализованные воды — 136.	
Количественная минерагения	152
Обогащение руд	155
Минеральные типы руд. Концентраты — 155. Методы обогащения — 156.	
Технология переработки концентратов	156
Экономика	159
Применение — 159. Добыча — 161. Производство — 161. Потребление — 162. Цены — 162.	
БЕРИЛЛИЙ	163
Общие сведения и свойства	163
Минералогия	168
Особенности состава минералов — 168. Описание минералов — 170.	
Геохимия	179
Несобственные минералы — 180. Космос. Земная кора — 182. Магматические породы щелочноземельного ряда — 182. Кислые породы — 183. Гранитные пегматиты — 183. Щелочные породы — 185. Эффузивные породы — 185. Осадочные породы — 188. Метаморфические породы — 189.	
Рудные формации и промышленно-парагенетические типы месторождений	192
Редкометалльные гранитные пегматиты — 199. Редкометалльные эпискарновые метасоматиты — 203. Редкометалльные грейзены — 206. Редкометалльные слюдисто-флюоритовые метасоматиты — 212. Бериллиеносные флюоритовые метасоматиты — 215. Редкометалльные щелочные метасоматиты вне видимой связи с интрузиями — 219. Редкометалльные щелочные метасоматиты в связи с нефелин-альбит-калишпатовыми (миаскитовыми) массивами — 222. Нефелин-калишпатовые (агаитовые) массивы — 223. Редкометалльные фениты — 223. Редкометалльные вулканогенно-осадочные образования — 224.	
Количественная минерагения	224
Обогащение руд	226
Минеральные типы руд — 226. Методы обогащения — 226.	
Технология переработки концентратов	227
Экономика	229
Применение — 229. Сырьевые ресурсы — 231. Добыча — 232. Производство — 233. Потребление — 234. Цены — 234.	
СТРОНЦИЙ	235
Общие сведения и свойства	235
Минералогия	236
Особенности состава минералов — 236. Описание минералов — 237.	
Геохимия	245
Несобственные минералы — 245. Космос — 246. Ультрабазиты — 247. Основные и средние породы — 248. Кислые породы — 251. Щелочные породы — 253. Кимберлиты — 255. Карбонаты — 255. Гидротермалиты — 256. Метаморфические породы — 258. Коры выветривания, почвы — 259. Осадочные породы — 260. Природные воды — 264. Кларки стронция — 265.	

Парагенетические типы месторождений	267
Магматические месторождения — 267. Карбонатитовые месторождения — 268.	
Гидротермальные месторождения — 269. Экзогенные месторождения — 270. Ми-	
нерализованные воды — 274.	
Количественная минерагения	274
Прогнозирование, поиски и оценка месторождений	276
Обогащение и технология переработки руд	277
Аналитика	277
Экономика	278
Применение — 278. Добыча — 278. Производство, потребление, цены — 279.	
Список литературы	281
Указатель минералов и промышленно-парагенетических типов месторожде-	
ний	283

Николай Александрович Соловьев, Владимир Викторович Бурков
 Лев Николаевич Овчинников

ГЕОТРУНЕСКИЕ СВЯЗАННИКИ
 ВО ВЛИЯНИИ ЭПИТЕМАЛЬНЫХ РЕЖИМОВ МЕТАЛЛА

Докладчик: доктор геол.-мин. наук А. А. Соловьев
 Президиум Академии наук СССР, Ленинград
 Соавтор: доктор геол.-мин. наук В. В. Бурков, Ленинград
 Редактор: А. С. Тихонова

№ 2-588

Содержание: в сборнике «Геология и металлы», вып. 10, стр. 1-10.
 Редакция: Ленинградский институт геологии и геофизики им. В. И. Вернадского, Ленинград, ул. Б. Хмельницкого, 1. Тираж 1000 экз. Цена 1 руб. 20 коп.

Ленинградская геологическая фабрика ВСГЕИ
 Ленинградская геологическая фабрика ВСГЕИ
 Ленинградская геологическая фабрика ВСГЕИ

**Николай Алексеевич Солодов, Владимир Викторович Бурков,
Лев Николаевич Овчинников**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СПРАВОЧНИК
ПО ЛЕГКИМ ЛИТОФИЛЬНЫМ РЕДКИМ МЕТАЛЛАМ**

Редактор издательства *Ю. А. Рожнов*
Переплет художника *А. Е. Чучканова*
Технические редакторы *В. Л. Прозоровская, О. А. Колотвина*
Корректор *К. С. Торолцева*

ИБ № 5584

Сдано в набор 30.09.85. Подписано в печать 01.02.86. Т-06467. Формат 60×90 1/16.
Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 18,0.
Усл. кр.-отт. 18,0. Уч.-изд. л. 23,98. Тираж 1450 экз. Заказ 493/9406—4. Цена 1 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

18894