

钾盐专辑

第 1 辑

袁 见 齐 主編

中国工业出版社

甲 益 友 集

卷 一

一

一

56.886
456
=1

钾盐专辑

第 1 辑

袁 见 齐 主 编

(30574/53)

30574/53

中 国 工 业 出 版 社

本專輯包括鹽類礦床的地球化學、礦物、岩石、分布規律、形成條件及找礦方法等方面的文章，共十一篇，均譯自蘇聯文獻，可供這方面的科研和生產人員參考。

本專輯是在袁見齊教授領導下由北京地質學院礦床教研室和情報室合編。在編輯過程中趙德鈞、秦國興兩同志擔任了組織工作，霍承禹同志擔任了全部譯文的審閱工作。

本專輯插圖系按原書刊中附圖譯印。

鉀 鹽 專 輯

第 1 輯

袁見齊 主編

*

地質部地質書刊編輯部編輯（北京西四羊市大街地質部院內）

中國工業出版社出版（北京佟麟閣路丙10號）

北京市書刊出版業營業許可証出字第110號

中國工業出版社第四印刷廠印刷

新華書店北京發行所發行·各地新華書店經售

*

開本 $787 \times 1092 \frac{1}{16}$ · 印張 $6 \frac{3}{4}$ · 插頁 1 · 字數 154,000

1963年10月北京第一版·1965年5月北京第二次印刷

印數 976—2,075 · 定價(科六) 0.90元

*

統一書號：15165·2453(地質-237)

目 录

序

钾盐矿床的地球化学·····	М.Г.瓦里亚什科 (1)
盐类地球化学概论·····	К.М.菲奥道季耶夫 (20)
苏联钾矿床的矿物和岩石·····	Я.Я.雅尔热姆斯基 (35)
盐类矿物综合鉴定法·····	В.А.瓦赫拉麦耶娃 (50)
关于钾矿床地质研究的几个问题·····	М.П.菲维格 (58)
钾盐矿床的分布和类型·····	А.А.伊万诺夫 (63)
钾盐矿床形成的条件·····	М.П.菲维格 (73)
含盐建造中钾矿床的形成和分布规律·····	М.П.菲维格 (82)
陆相盐湖卤素沉积物中钾盐缺失的原因·····	В.И.列别杰夫 (91)
钾盐矿床的水化学找矿标志·····	М.Г.瓦里亚什科 (94) О.М.科列年科
在波兰利用放射性测量法寻找钾盐·····	К.С.普舍夫洛茨基 (100)

07894

鉀盐矿床的地球化学

М. Г. 瓦里亞什科

在战后年代，全苏盐类科学研究所鉀盐矿床地球化学工作的发展方向是：1. 研究現代盐堆积的規律和盐层形成的条件；2. 研究苏联最主要的鉀矿床和盐矿床的化学成分和矿物成分；3. 研究微量元素（溴、硼、氟等）在盐矿床中的分布規律；4. 为了解盐堆积和盐层形成的天然过程提供物理-化学根据的實驗研究；5. 制定盐矿床和鉀矿床形成的理論，即干涸盆地发育結果的理論，并利用已得到的关于盐层和鉀盐层一般形成条件的結論来确定具体鉀盐矿床的成因。

順便还探討了必要的方法。

由于研究工作的范围广闊，头緒众多，一篇文章不可能包罗万象，因此本文的任务只限于簡短地叙述研究的成果，因为它们乃是現代关于鉀盐矿床形成概念的基础，并且簡述这些概念。至于盐类地球化学的其他問題，我們只順便提一下。

盐矿床的形成是地表上可溶盐类迁移循环的結束阶段。在这种迁移过程中，按照組份保持溶液状态的能力，进行长期的組份选择，結果形成了含盐量增高的盆地中天然溶液（卤水）的化学成分。

大洋水的化学成分是迁移作用最初阶段在地面发生的多次选择的某种結果。大洋水的化学成分表明，盐水可能有的三种化学类型——碳酸盐、硫酸盐和氯化物型中^①，硫酸盐类型的发育最有可能，大洋水即属于这一类型。对現代盐湖卤水成分的統計也証明了这一点（瓦里亞什科，1935，1939）。

在地球发展的整个地质历史时期（总是从寒武紀开始），大洋水总是絕大多数大型盐矿床的源泉。

决定大洋水成分的主要組份在这期間仍然不变。主要組份的数量比例也不应当发生剧烈变化^②，因为大洋水的成分大致是地表的平均成分，大家知道，天然水的成分和浓度之間存在着一定的規律性（瓦里亞什科，1954）。

因此，在从古生代开始的所有地质时期內，由大洋水补給的盐盆地中的卤水成分具有以下系列： Mg^{+2} ， Na^{+} ， K^{+} ， Ca^{+2} ， SO_4^{-2} ， Cl^{-} ， HCO_3^{-} ， H_2O 。

Ca^{+2} ， HCO_3^{-} 离子和一部分 S_4^{-2} 在大洋型盐盆地的演化中起着不小的作用，然而在預备阶段，也就是在盐盆地卤水飽和氯化鈉之前（这些离子無論在盆地水化学成分的形成方面，或者在底部沉积物中都占着首要地位），这些組份不断参加所謂的固定作用或变质作用；后者不可逆地改变着盆地的成分，并且受到該环境中的盆地卤水与周围介质相互作用的制約。

①按照我們的分类（參閱瓦里亞什科的資料，1935，1939）。

②从后面的叙述中可以看出，这一点对某些微量元素也是正确的。

Ca^{+2} 和 HCO_3^- (CO_3^{+2}) 离子与流水、污水和尘土一起从大陆带入。它们不可能在这种化学类型的溶液中大量堆积起来，而在相互作用后就成一些难溶的矿物沉积下来；这些矿物不同于易溶盐类的周期矿物 (периодические минералы)①，它们称为稳定矿物 (постоянные минералы)②。

盐盆地水变质的速度相当慢，缓慢地改变着盆地水的化学成分。而那些促使周期矿物形成的周期作用则很快地改变着盐盆地的成分。由于这些作用的影响，盆地水的化学成分变化的速度，与变质作用的速度比起来是如此之大，所以在盐层一开始形成，变质作用就显得极小。因此在盐层中稳定矿物起着从属的作用。变质作用参加盐盆地化学成分的组成，取决于预备阶段的持续时间及变质作用在此时期的发展情况。

盐类的结晶程序和成分取决于盐盆地卤水在第一种周期矿物——石盐开始结晶时所具有的化学成分。

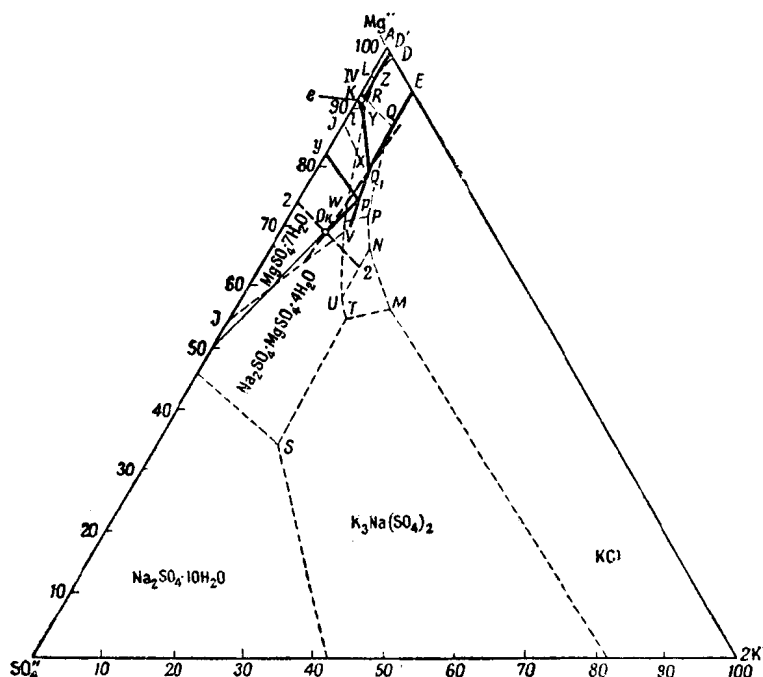


图 1 +25°C 时 Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , Cl^- , SO_4^{-2} , H_2O 系图

许多事实证明，有些盐盆地的卤水成分，在石盐开始结晶时刻，与大洋水直接浓缩时的成分有着明显的区别，也就是说，这种卤水成分表明这些盆地水的变质深度很大（莫拉契夫斯基，1939，1940；雷柯夫斯科夫，1932）。变质的深度和方向可以间接地根据在预备阶段堆积的沉积物的厚度和成分来确定，就象 Ю. Б. 莫拉契夫斯基（1939，1940）为索

① 这个术语是由 Б. К. 波列诺夫在1909年 (?) 提出来的，曾为 А. Е. 费尔斯曼广泛使用，而后来逐渐成为公认的了。

② 我们有許多著作专门叙述稳定矿物的变质作用和形成条件的物理化学研究（瓦里亚什科，1952；瓦里亚什科、涅恰耶娃和彼雷什，1953；瓦里亚什科和彼雷什，1952；瓦里亚什科和彼特罗娃，1952；彼雷什和瓦里亚什科，1953）。由于这些系统的研究，得以在化学图上圈定各种稳定矿物的稳定区。

利卡姆斯克矿床所作的那样。确定这一点有助于研究盐层的构造——盐层地层柱状剖面图。

虚线表示稳定图结晶区的边界，实线表示准稳定太阳图结晶区的边界。太阳图结晶区： $AI\bar{V}CD'$ —— $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ （水氯镁石）； eQ, ED' —— $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ （光卤石）； $IV_e Q_1 Py$ —— $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ （六水泻盐）； $EQ_1 P$ —— KCl （钾石盐）结晶区边界。稳定图结晶区： $ADZL$ —— $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ （水氯镁石）； $LZRYK$ —— $MgSO_4 \cdot H_2O$ （硫镁矾）； $KYXJ$ —— $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ （六水硫镁矾）； $JXWVI$ —— $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ （泻利盐）； $DEQR$ —— $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ （光卤石）； $RQPXYR$ —— $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$ （钾盐镁矾）； $WPNUV$ —— $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$ （钾镁矾）； $UNMT$ —— $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$ （软钾镁矾）。 Ok ——大洋水成分的图点。粗虚线——变质过程中大洋水成分的变化。1—— $Ok-1$ 当 $SO_4^{''}$ 离子含量改变时；2—— $Ok-2$ 当 K^+ 离子损失时。

要编制适合于大洋水盐类结晶的正常柱状剖面图，必须了解大洋水浓缩时盐类结晶的顺序。经过 H. C. 庫尔納科夫和 B. И. 尼古拉耶夫工作以后大家知道，盐类在天然条件下结晶过程的特征是不具有那种适应于最大热动力稳定性的平衡，而是具有 H. C. 庫尔納科夫称之为“太阳型”的某种中间型平衡，他所以这样叫法，目的是要着重指出，这种平衡是盐类在天然条件下结晶的特征（庫尔納科夫和尼古拉耶夫，1938）。

在作那种确定盐类结晶过程的太阳图解时，只有上面所提到的作者标出在有岩盐存在条件下硫酸镁和钾石盐同时沉积的线条。而这一线条在化学图解中的位置对阐明钾石盐（ KCl ）在天然蒸发条件下可能从大洋水中结晶这个问题很重要。这帮助我们修正该区的“太阳”平衡图解。作者与 E. Ф. 索洛維耶娃（1949，1953）所进行的研究，证明在这种图解中存在着钾石盐与六水硫镁矾（六水泻盐）以及岩盐同时结晶的线条，并确定了线条的位置（见表 1 和图 1）。大洋水在这个图解上结晶的途径是这样的，即在一定的阶段应当析出钾石盐。由于黑海海水部分在天然条件下蒸发，部分在接近天然条件的情况下蒸发，实际上就形成了钾石盐。可以认为，这点证明钾石盐是大洋水在天然条件下蒸发时呈固相析出的。因此，为了解释钾石盐与硫酸镁的共生现象，从而同意范特戈夫及其学派的研究资料中关于这种矿物形成的物理化学条件的结论（范特戈夫，1936；洛采，1938），没有必要去探索次生作用或者把沉积盆地的温度提高到 $70-80^\circ$ 。

以庫尔納科夫为首的我国学者的研究工作证明，在这方面所有的工作在于研究各类的平衡（庫尔納科夫和尼古拉耶夫，1938）。

太阳图解的确定使我们有可能编制出大洋水在天然条件下蒸发时沉积下来的盐类整个旋迴的正常柱状剖面图（柱状剖面图见表 2）。

上述太阳图解使我们有可能观察柱状剖面图上的变化情况，这种变化与大洋水变质的程度和深度有关。大家都知道，在变质过程中 $SO_4^{''}$ 离子常常减少，很少增多。而一部分钾的含量则照例减少。大洋水及其浓缩液的成分在变质过程中的变化引起了大洋水成分的图点沿着 $Ok-M$ 线移动（见图 2 上部）。在这条线上有五个点（ Ok ，1，2，3 和 4），它们分别相当于正常的和变质程度不一的大洋水的成分。每一点旁边的箭头表示相应的结晶途径。在该图的下部表示概略的盐层地层柱状剖面图，它们与变质程度不一的大洋水成分的五种情况相适应。

由这些柱状剖面图的研究中可以看出，钾石盐和光卤石应该是盐沉积物中分布最广的

编制 Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , Cl^- , SO_4^{+2} , H_2O 系准稳定图的资料
(庫尔納科夫和尼古拉耶夫, 1938; 瓦里亞什科和索洛維耶娃, 1949, 1953)

表 1

点	液					相	固相 + NaCl	作 者	附 注	
	M 盐类/1000M H ₂ O			代 号						
	MgSO ₄	Na ₂ SO ₄	MgCl ₂	2NaCl	2KCl					
	Mg ⁺⁺	2K ⁺								
D	—	—	103.50	1.00	0.50	99.5	0.5	MgCl ₂ ·6H ₂ O + 光卤石	庫尔納科夫和尼古拉耶夫, 1938	
D'	—	—	105.10	0.77	0.23	99.8	0.2	MgCl ₂ ·6H ₂ O + 光卤石	伊耶涅克	
E	—	—	70.50	2.0	5.50	92.3	7.2	光卤石 + KCl	范特戈夫, 1935	
e	12.14	—	98.18	0.39	0.32	89.8	0.2	MgCl ₂ ·6H ₂ + 光卤石 + MgSO ₄ ·6H ₂ O	庫尔納科夫和尼古拉耶夫, 1938	薩基—共飽点 (ЭВТОНИКА)
e	10.38	—	99.77	0.61	0.26	91.2	0.2	MgCl ₂ ·6H ₂ + 光卤石 + MgSO ₄ ·6H ₂ O	同 上	低滲点
IV	9.50	—	101.00	1.10	—	91.4	—	MgCl ₂ ·6H ₂ O + MgSO ₄ ·6H ₂ O	庫尔納科夫和热姆丘日内依, 1930	
Q	5.00	—	68.00	2.50	6.00	87.0	7.0	光卤石 + 鉀盐鎂矾 + KCl	范特戈夫, 1935	薩基—光卤石开 始沉积时期
d	13.32	—	67.47	0.81	7.07	19.8	7.0	MgSO ₄ ·6H ₂ O + 光卤石	庫尔納科夫和尼古拉耶夫, 1938	計算的成分
Q1	13.60	—	63.50	1.20	7.90	79.3	7.3	MgSO ₄ ·6H ₂ O + 光卤石 + KCl	同 上	薩基—ОСНОВИТ 开始沉积时期
ji	15.60	—	53.00	10.50	—	82.0	—	MgSO ₄ ·7H ₂ O + MgSO ₄ ·6H ₂ O	同 上	
W	14.73	—	54.28	7.75	—	32.4	—	MgSO ₄ ·7H ₂ O + MgSO ₄ ·6H ₂ O	同 上	
C	16.08	—	51.74	5.60	5.59	76.6	6.0	MgSO ₄ ·7H ₂ O + MgSO ₄ ·6H ₂ O	同 上	
C1	14.70	—	55.80	4.20	7.80	75.80	8.4	MgSO ₄ ·6H ₂ O + KCl	—	
P	15.00	—	54.00	7.60	7.60	75.80	8.8	MgSO ₄ ·6H ₂ O + MgSO ₄ ·7H ₂ O + KCl	—	
I ₄	14.34	—	67.04	1.43	7.35	79.22	7.12	MgSO ₄ ·6H ₂ O + 光卤石	瓦里亚什科和索洛維耶娃, 1949	
I ₁	16.05	—	43.68	7.14	8.34	70.82	9.96	MgSO ₄ ·7H ₂ O + KCl	同 上	
I ₂	15.86	—	53.83	3.83	8.05	74.43	8.61	MgSO ₄ ·7H ₂ O + MgSO ₄ ·6H ₂ O + KCl	同 上	
IV ₄	1.70	—	5.30	0.05	0.96	72.46	9.92	MgSO ₄ ·7H ₂ O + KCl	同 上	
IV ₅	1.60	—	5.57	0.04	0.81	74.47	8.62	MgSO ₄ ·7H ₂ O + KCl + MgSO ₄ ·6H ₂ O	—	

大洋水蒸发时沉积下来的盐类正常柱状剖面图

表 2

带 (按沉积顺序)	带 (正常的)	原生造岩矿物	次生和伴生矿物(成岩作用矿物)与后生矿物
6	水氯镁石带	低渗的硼酸盐 ($MgO \cdot B_2O_3 \cdot xH_2O \cdot yMgCl_2$) 水氯镁石 硫酸镁 ($MgSO_4 \cdot xH_2O$, 其中x从6到4) 光卤石 岩盐 石膏	方硼石 硫镁矾 硬石膏
5	光卤石带	光卤石 硫酸镁 ($MgSO_4 \cdot xH_2O$, 其中x从6到4) 钾盐镁矾(在该带形成的初期) 岩盐	硫镁矾 无水钾镁矾 钾盐镁矾(在该带下部地段) 杂卤石(与钾盐带接界的最下部地段) 硬石膏
4	钾盐带	钾盐 六水泻盐(六水硫镁矾) 泻利盐 杂卤石 岩盐	钾盐镁矾 无水钾镁矾 硫镁矾 杂卤石 钾镁矾(?)
3	硫酸镁带	泻利盐 六水泻盐(六水硫镁矾) 杂卤石 岩盐	硫镁矾 杂卤石 白钠镁矾
2	岩盐带	岩盐 石膏	硬石膏 杂卤石(只分布在該带的最上部)
1	石膏-硬石膏带	石膏	硬石膏

钾矿物, 这点完全与它们在钾盐矿床中的实际存在情况相符合。

把结晶途径分析所得的剖面构造情况与天然情况下所观察到的钾盐沉积进行比较, 证明两者完全一致。除极少数外, 所有已知的矿床剖面都包括在本图表中。例如上卡姆矿床、亚尔萨斯矿床、加烏尔达克矿床、西班牙(卡达龙尼)矿床相当图2, 类型4; 德国的一些矿床相当类型1, 部分相当类型2。由此可见, 在彻底查明其地层柱状剖面以后, 英迭尔矿床也将包括在内。喀尔巴阡矿床具有某些特点, 可以将其看作是大洋水在相反方向发生变质后所造成的一种矿床, 大洋水在图上的点位置在M-Ok的延續綫上, Ok点旁边左下方, 但可以将这种矿床划归上述前三种类型。

从结晶途径分析中引导出的并根据“太阳”图所确定的剖面构造与实际所观察到的相一致, 这点证明在我们所熟悉的整个地质历史时期, 就象目前在盐层形成的时期一样, 这种作用是按照H. C. 庫尔納科夫和B. И. 尼古拉耶夫(1938)所提出的所謂“太阳”途径进行的, 也就是按照一种特殊的如盐类结晶的天然作用所特有的准稳定平衡作用进行的。经过化学图中盐岩成分的各个图点位置的分析证明了这一点。这一合乎客观的方法使我们能够确切地肯定, 二迭紀德国钾盐层和第三紀前喀尔巴阡钾盐层就是按照这种“太阳”途

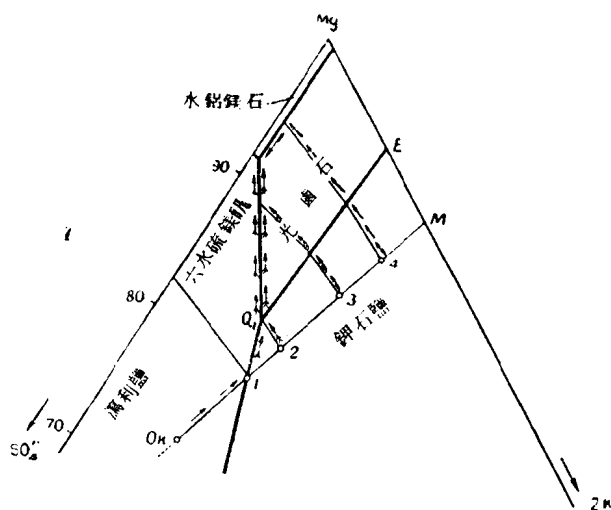


图 2 太阳图和变质程度不一的大洋水的结晶途径

I—太阳图：粗线——太阳图结晶区的边界；箭头表示变质时 (SO_4 消失) 大洋水成分的变化方向；细线——正常的 (Ok) 和变质程度不一的 (1, 2, 3, 4) 大洋水的结晶途径。

II—结晶带：b—无硫酸镁的水氯镁石带；k—无硫酸镁的光卤石带；c—无硫酸镁的钾石盐带；n—伴生的杂卤石；A—伴生的硬石膏

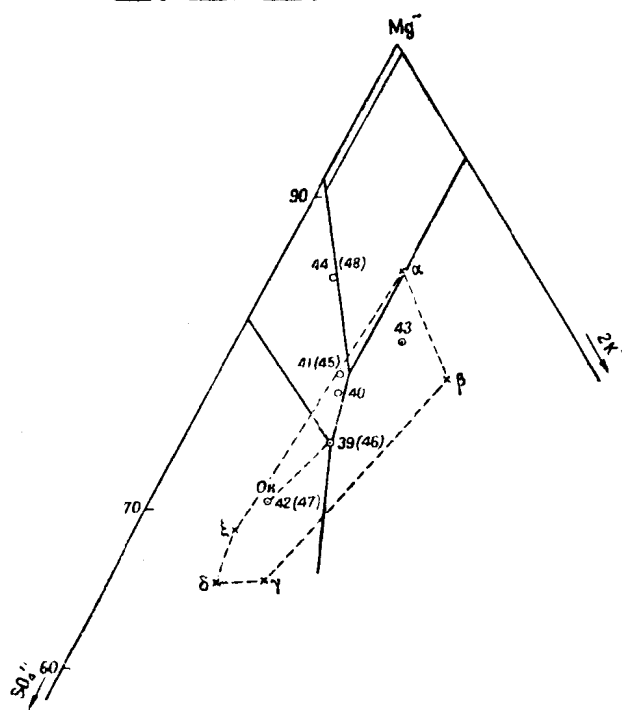
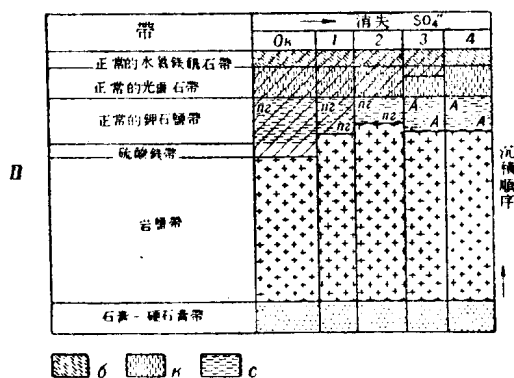


图 3 +25°时在 Na^+ , K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , Cl^- , SO_4^{--} , H_2O 系中杂卤石结晶区的边界

α , β , γ , δ , ϵ ——杂卤石结晶区
(按范特戈夫、德安斯等人)

徑形成的。

研究地层中鉀鹽礦物、雜鹵石 $[\text{Ca}_2\text{MgK}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ 和硬石膏 (CaSO_4) 的分布，可以得出同樣的結論。+25°C 時在 NaCl 和其他鹽類的飽和溶液中，雜鹵石在化學圖上沿岩鹽、鉀石鹽和六水硫鎂礬的共同結晶綫（圖 3）的分布地段是很小的，正象許多學者（范特戈夫，1936；Gmelins Handb. anorg. Chem., 1942）所指出的那樣。對雜鹵石形成條件的實驗研究（瓦里亞什科和涅恰耶娃，1951）證明，這個地段還要小一些。這樣，在古代沉積層中找到與雜鹵石伴生的鉀石鹽，為我們提供了發生過結晶作用的盆地鹵水成分的相當準確的概念。有雜鹵石伴生的鉀石鹽是由濃縮的正常的或稍經變質的大洋水形成的。大洋水進一步變質使大洋水成分的圖點由雜鹵石穩定區中顯露出來，並且促使以後變成硬石膏的石膏代替雜鹵石。

由上述可見，鹽沉積作用進行的條件和速度，使這些條件所特有的、H. C. 庫爾納科夫稱之為“太陽”型的這種準穩定平衡類型在自然界中穩定下來。正象我們所見到的，反映海水系統中這種準穩定作用類型的化學圖能很好地說明所觀察的現象，並且與實際資料完全吻合。

范特戈夫當時曾詳細研究的穩定平衡在鹽層形成過程中的作用究竟如何呢？

對現代鹽層形成及其地球化學和礦物學的研究表明，這一類作用的力量充分表現在成岩作用中，而僅僅在極少數的情況下表現在沉積作用中。

В. П. 伊里因斯基及其同事（1948）以及我和Е. Ф. 索洛維耶娃（1949，1953）的資料表明，在 Q_1 點附近有一太陽圖地段，這裡準穩定作用易轉變為穩定作用，並促使出現鉀鹽鎂礬沉積。但這一平衡的特徵大多是一個系統在有利條件下和再結晶過程中所能達到的極限。

這樣，進一步探討和修正太陽圖，研究該系統中雜鹵石析出的條件和地區以及制定一種根據化學圖中鉀岩石成分的圖點位置來確定鉀岩石形成條件的客觀方法，就能毫不猶豫地確定從寒武紀開始所有地質時代鹽層形成時一種特別的（“太陽的”）平衡性質，從而使我們能更正確地認識鹽層形成過程的化學作用和地史時期鹽盆地的鹵水成分。

В. И. 維爾納茨基早已指出過（1934），這個方法能使我們從數學上精確地（表面上）表示出所形成礦物的共生關係並認識其必要條件；由於蘇聯學者們的研究，這一方法達到了新的精確度，進一步接近客觀真理，並給我們提供了關於地球飽和水溶液能量的新概念。

* *

*

在敘述鉀鹽層形成的化學情況以後，再來談談其物理情況。現在研究一下由於蒸發而濃縮的大洋水（液相）體積與蒸發過程中析出的鹽類（固相）體積之間的比例。這種研究是完全有規律的，因為正象我們所見到的，鉀鹽層是大洋水在干旱條件下濃縮的產物。

表 3 表示大洋水和它們濃縮的產物（鹵水）的成分，這種濃縮產物是在許多周期礦物（岩鹽、瀉利鹽、鉀石鹽、光鹵石和水氯鎂石）結晶初期形成的（瓦里亞什科，1951）。由此表可見，當鉀石鹽（ KCl ）呈固相出現時時刻總鹽量達到 330%，而在溶液中堆積起了 170% 的 MgCl_2 ——在共結點之前未呈固相沉淀的組分。

利用正常大洋水及其浓缩产物——卤水中的氯化镁的含量，计算1000克大洋水蒸发时所形成的原卤重量和体积（表3）。

各种浓缩程度的大洋水成分（以1000克溶液中的克数表示）

表 3

$\frac{A_0}{n/n}$	水的浓缩程度	CaCO_3	CaSO_4	MgSO_4	MgCl_2	NaCl	KCl	NaBr	盐	固 相
1	正常大洋水 沉积开始时期	0.134 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	1.276	2.305	3.385	27.667	0.763	0.09 MgBr_2	35.62	
2	石膏	0.34 $\text{Mg}(\text{Ca})$ $(\text{HCO}_3)_2$	4.90	9.50	14.90	99.10	2.40	0.26	131.40	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
3	岩盐	0.52	0.460	21.0	33.40	214.1	5.20	0.59	275.27	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$
4	泻利盐	2.24	痕迹	39.2	158.2	50.5	22.9	2.72	325.76	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ $+ \text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
5	钾石盐	不定	痕迹	75.5	169.1	33.8	49.2	不定	327.6	$\text{NaCl} + \text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O} + \text{KCl}$
6	光卤石	3.01	痕迹	64.4	218.4	24.2	31.6	3.9	345.5	$\text{NaCl} + \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + (\text{KCl}) \cdot$ $\cdot \text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
7	共结点	4.57	痕迹	39.9	308.6	10.5	1.9	5.99	371.46	$\text{NaCl} + \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + \text{KCl} \cdot$ $\cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

附注：2、3、4、6、7——根据B.П.伊里因斯基的资料（1948）；5——我和E.Φ.索洛维耶娃对黑海海水确定的（1949, 1953）

利用同一种未沉淀的组分及适当浓度的卤水成分，计算同样1000克大洋水蒸发到同样 MgCl_2 的含量对沉积下来的固相（盐分）的重量和体积。这些计算资料列入表4中（瓦里亚什科，1951）。

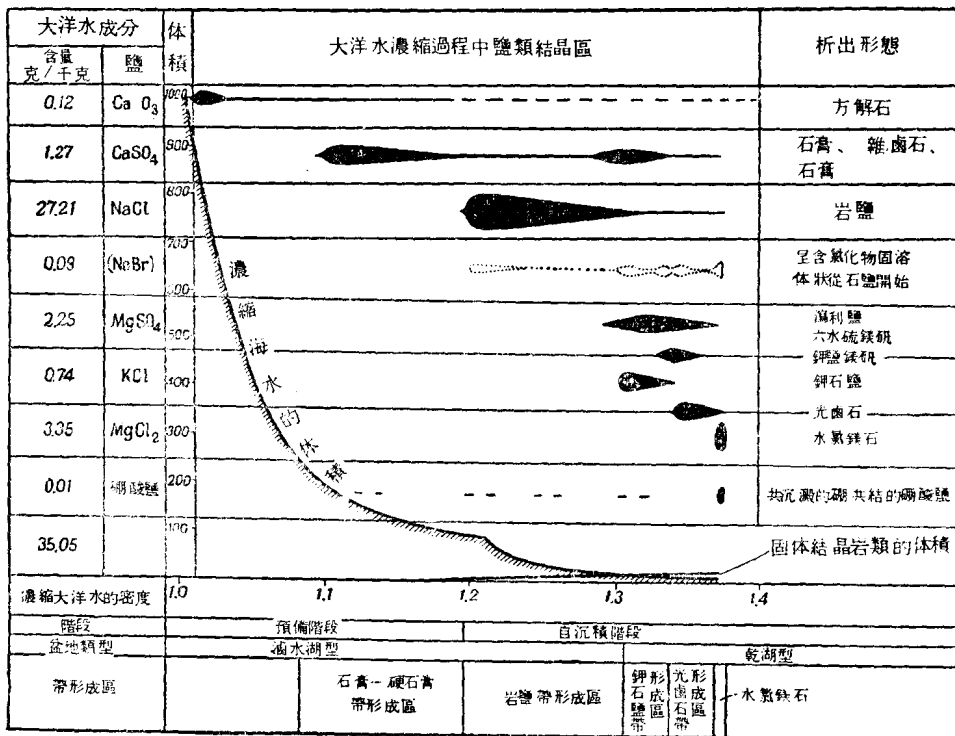


图 4 在天然浓缩过程中大洋水和从大洋水中析出的固体盐类体积的变化及某些矿物结晶区的变化

在图 4 中用图解表示在大洋水所有浓缩阶段液相体积的浓缩和固相体积的增大。从表 4 和图 4 的资料研究中得出, 在钾盐结晶开始时期原卤和从原卤中析出的盐分的体积是平衡的, 最终我们得到的是 $K:T \leq 1$ 的系统。这是一种非常重要的结果。

大洋水蒸发时析出的固相的重量和体积

表 4

析出的固体盐	在1000克大洋水蒸发时达到								计算体积 时采用的 固相的密 度
	170% $MgCl_2$ ($d_p=1.31$)		200% $MgCl_2$ ($d_p=1.32$)		250% $MgCl_2$ ($d_p=1.33$)		300% $MgCl_2$ ($d_p=1.36$)		
	克	毫升	克	毫升	克	毫升	克	毫升	
方解石	0.314	0.05	0.134	0.05	0.134	0.05	0.134	0.05	2.7
石膏	1.615	0.70	1.615	0.70	1.615	0.70	1.615	0.70	2.3
岩盐	27.000	12.83	27.165	12.92	27.465	13.10	27.545	13.12	2.1
泻利盐	1.73	1.02	2.260	1.35	3.33	1.98	4.01	2.38	1.7
钾盐	—	—	0.263	0.132	0.603	0.303	0.743	0.373	1.99
总 共	30.479	14.60	31.437	15.15	33.147	16.13	34.047	16.62	
剩下原卤	22.50	17.15	16.92	12.80	13.53	10.33	11.3	8.30	

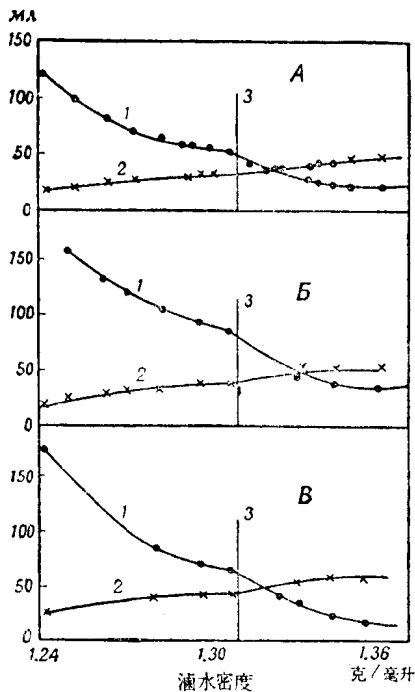


图 5 海成卤水蒸发时形成的原卤 1 和固体盐 2 的体积; 3—钾盐开始结晶时期
A—萨塞克-锡瓦什湖, B—萨基湖,
B—锡瓦什湖湾

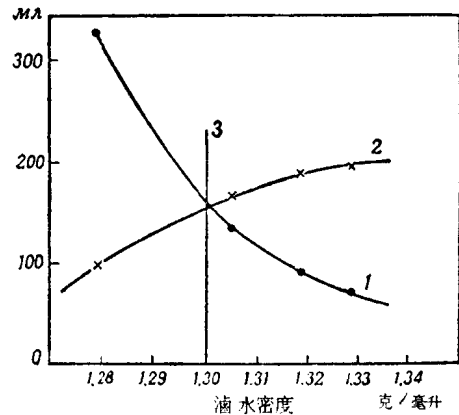


图 6 卡拉博加兹湖湾卤水蒸发时形成的原卤 1 和固体盐 2 的体积; 3—泻利盐开始结晶时期 (根据 A. A. 涅洛耶娃资料)

把这些计算的结果与克里木科学研究所 (伊里茵斯基, 1948) 对萨塞克-锡瓦斯湖、萨基湖和亚速夫海湾——北锡瓦斯的天然卤水蒸发所作的试验^① 以及与盐类研究所 A. A. 涅洛耶娃对卡拉博加兹湖湾卤水蒸发所作的试验结果进行对比, 证明液相和固相体积对前三种海水成因的卤水来讲, 在钾盐沉积初期确实就平衡了 (图 5)。对卡拉博加兹湖湾 (图 6) 来讲, 这些体积在泻利盐开始结晶时期就得

① 在这些试验中不仅确定成分, 还要确定液相和固相的数量。我们已计算所析出的固相的体积。

到平衡。卤水体积和盐类体积之间的这种比例，使绝大部分卤水分布在析出的盐类晶体之间；通常这种盐并不以均一物质结晶。

简单的计算表明，要使卤水全部地潜留在盐类的晶体之间，对我们所考虑的卤水浓度来讲，盐层孔隙度应当分别等于54.0, 48.0, 38.3和33.2%。

30%孔隙度在现代盐湖的盐层中分布极广。如果考虑到从围岩和土壤中带入盐盆地的尘埃和小颗粒，从而增大固相的总体积，那末在钾盐开始结晶时，盐盆地中固相体积将呈这种状态，即所有原卤或绝大部分原卤分布在盐类的晶体之间，而盐盆地将转变为所谓“干”盐湖这种盐湖类型，更正确地讲，即自沉积盆地的发育阶段，这在阿拉尔-里海盆地的现代盐湖中十分普遍。就象瓦里亚什科（1947）所指出的，自行沉积盐盆地的这一发育阶段具有一系列特点。有时消失于盐类晶体之间的自由卤水的薄层不能作为一些大钾盐层形成的源泉。因为在夏季蒸发时期从这一表面卤水层沉积下来的盐分随着雨季的来到而溶解了。在“干”湖底部盐层中堆积了高度浓缩的卤水，当条件有利时，这种卤水就可能形成易溶的钾盐层。这在许多情况下可能导致层理相反的盐层的形成（瓦里亚什科，1947）。

还必须指出，从自沉积盆地一开始进入“干”湖阶段，底部盐层堆积的速度便急剧降低^①，同时此后发育速度也变慢了。

所有上述的情况对了解钾盐层形成的条件极为重要。

的确，海成的自沉积盆地在接近钾盐开始结晶时就进入“干”湖阶段。由此可见，在一般浓缩条件下不会出现一些大的钾盐层。在“干涸”盐盆地中，不可能在先前形成的岩盐层上面形成那些带有规则的钾盐层理结构的正常矿体。

在这类盆地中，在早先形成的岩盐层之间可能形成厚度不大的钾盐层，这就象在咸海-里海盆地和卡拉博加兹湖湾的现代盐湖中，在岩盐层下部或内部析出白钠镁矾和泻利盐一样（图7，I）。

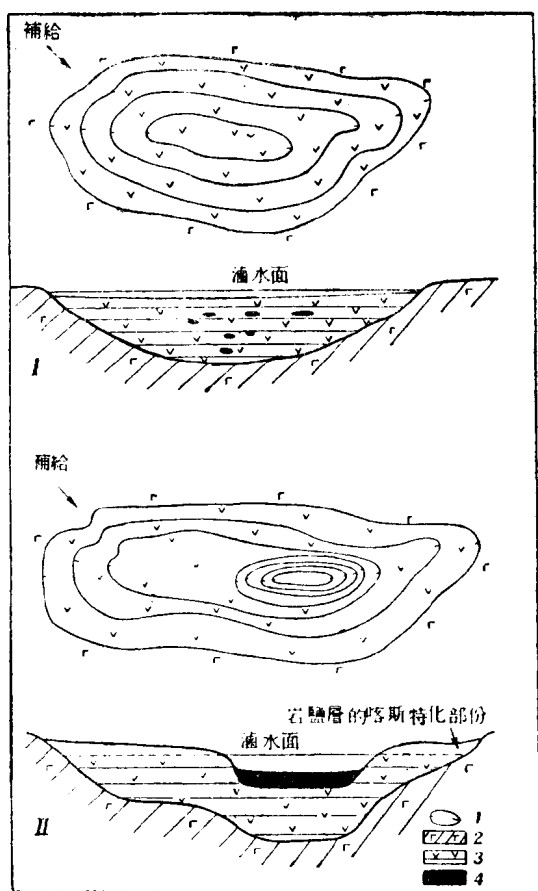


图7 地表运动的条件和钾盐层的形成
(概略地，有些夸张)

I—发生岩盐沉积的整个地区均匀地拗陷。这时只能形成浸染状钾盐沉积。II—发生岩盐沉积的某个局限地段开始较强烈地拗陷；浸透周围岩盐层的卤水向这里集中。在强烈拗陷地方堆积起了钾盐层。1—等高线；2—石膏-碳酸盐岩类；3—岩盐层；4—钾盐

① 降低到 $\frac{1}{150} - \frac{1}{200}$ (特奇诺和瓦里亚什科, 1952)。

只有在出现开阔的卤水面和有可能堆积起足够厚的卤水层以保存已形成的钾盐层的条件下，钾盐和镁盐才能进一步蒸发和结晶。当自沉积盆地的某一部分开始较强烈地拗陷并且浸透周围盐层的原卤向其排洩的条件下，才能出现上述这种可能性。在这个地方聚集着具有开阔蒸发面的卤水，其数量足以析出钾盐并使其保存下来（见图7，Ⅰ）。因此，要形成不论厚度多大的钾盐层，盐类沉积地区的某些地段必须具备较大的活动性。要是在盐类沉积地区或与其直接毗邻地段上没有这些较为强烈的垂直运动，那末这个作用将只沉积含有钾盐浸染体的岩盐。这告诉我们，为什么钾盐层的分布面积通常占据着岩盐分布面积的十分有限部分。根据M. П. 菲维格的计算，在新墨西哥的北美钾盐矿床中，在五十万平方公里的岩盐分布面积中，钾盐（钾石盐）的分布面积仅占 80—100 平方公里。

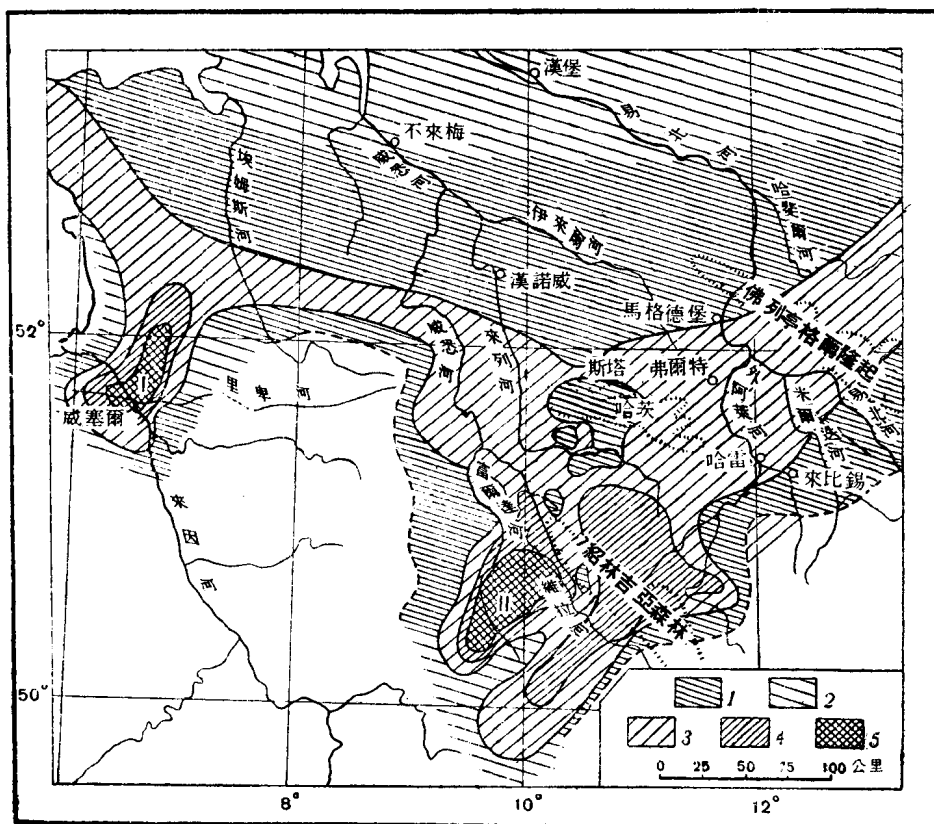


图 8 维拉层岩盐或钾盐分布面积的对比关系 (M. П. 菲维格根据里赫捷尔和赫依多尔恩的资料编制)

1—剖面中以硬石膏为主的分布面积；2—剖面中以硬石膏为主的推测的分布面积；3—厚度小于100米的岩盐层分布面积；4—厚度大于100米的岩盐层分布面积；5—维拉层钾盐沉积分布面积。
 I 下来因河地区 II 维拉河地区

象维拉区（图8）、亚尔萨斯（图9）等地的一些矿床中●，也能见到钾盐和岩盐分布面积的类似情况。

钾盐的沉积地点和下伏岩盐的厚度取决于下面一点，即盐盆地的哪一部分发生较强烈

① 承蒙M. П. 菲维格给我们提供了图8的资料。

的拗陷和这个拗陷作用开始于盆地演化的哪个时期。在某些情况下，这个拗陷可能形成在紧靠岩盐结晶的地区；这时，岩盐带实际上缺失，钾盐就直接沉积在石膏-碳酸盐岩层上面。在前喀尔巴阡钾盐矿床中就有这种情况。

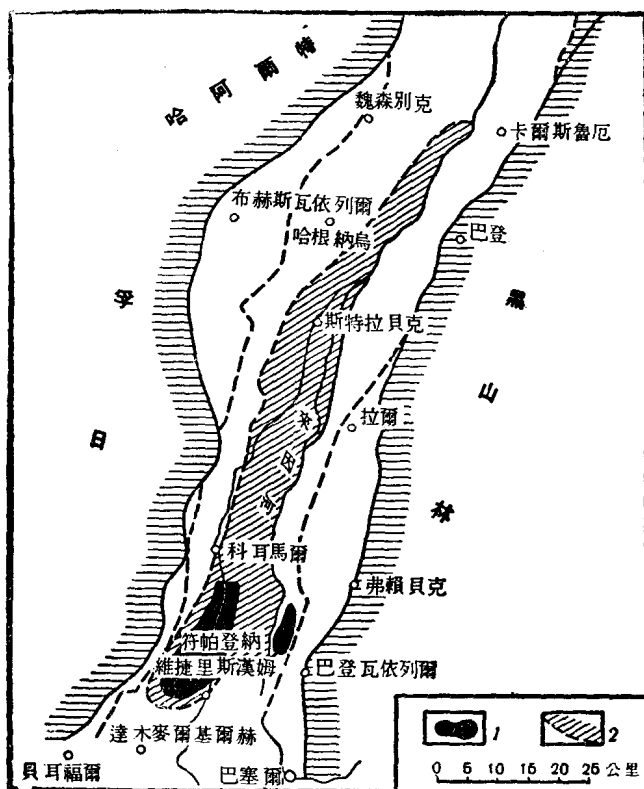


图 9 亚尔萨斯矿床岩盐和钾盐分布面积的对比关系
(引自Ф.罗采, 根据瓦格涅尔的资料)

1—钾盐层分布区; 2—岩盐层分布区

下伏岩盐带厚度和钾盐带厚度的这种不相适应以及不同矿床中这些厚度的不同比例的问题早已引起研究者的兴趣但一直没有找到令人满意的解释，而现在也就迎刃而解了。

下面表明某些矿床下伏岩盐带和钾盐带的厚度以及根据大洋水成分和盐的正常地层柱状剖面图标出的这些带的正常比例。

	大洋水 (计算)	上卡姆矿床	施塔斯富特	維拉	南哈茨
下伏岩盐带厚度H, M	37	380	300	90	—
钾盐带厚度h, M	4.8	110	45	4	—
比例 H:h	7.7	3.46	6.7	22.5	1

从这些资料的研究中可以看出，我们没有在一个矿床中发现有相同的 H:h 比例，并且没有一个地方是符合于大洋水正常柱状剖面图的。下伏岩盐的厚度取决于最强烈拗陷产生的地点和时间，钾盐层的厚度取决于拗陷的强烈程度、时间长短和面积大小。

钾矿床的多层性 (многоярусность) 也与地表运动有关，虽然这种现象在某种程度上也可能由气候条件和补给性质的变化而引起，但必然是发生在地表某一部分活动性增大的条件下。