非金属矿产地质学

A.C.霍敏多夫斯基 著

麟淑贞 孙文余 张家骏 譯

地質出版社

1960.北京

А. С. Хоментовский

ГЕОЛОГИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

本書是A.C.霍敏多夫斯基教授根据其在长春地質学院給研究生講課的講义編写而成。全書共分五章，約19万字。第一章为緒論；第二章叙述外生非金屬矿产的形成；第三章論岩浆成非金屬矿产的形成；第四章論变質成非金屬矿产的形成；第五章說明非金屬矿产的現代空間分布規律。在論述外生矿产的形成一章中，特别詳尽地闡明了自然地理条件和地質构造条件对矿产形成的意义，并按自然分带叙述其內可能形成的矿产。在岩浆成矿产一章中，除述說了岩浆期及岩浆期后作用的一般特征外，特别闡释了岩浆成矿产的深度分带和大地构造分带，并按深度分带討論了其內可能形成的各种內生非金屬矿产。关于变質成非金屬矿产的形成，則按变質作用的种类叙述。在最后一章中，闡明了各时代各构造单元中非金屬矿产的分布規律。本書的最大特点是在叙述矿产的形成时，密切結合其所处环境（地表的自然地理环境和地壳內部的各种物理化学环境）及地質构造条件，故对矿产的成因与空間分布規律的概念闡释甚为明确。霍敏多夫斯基教授对大地构造有精湛的研究，其見解在本書中也有所反映。

我国目前尚无专論非金屬矿床的教科書，故本書的出版，对地質院校师生及非金屬矿床研究者，将甚多裨益。

本書由鍾淑貞、孙文余、张家駿翻譯，丁浩然校对。全部譯稿經馬振图教授审閱。

非金屬矿产地質学

著　　者	A. C. 霍敏多夫斯基
譯　　者	鍾淑貞　等
出 版 者	地質出版社 北京西四羊市大街地質部內 北京市書刊出版業營業許可証出字第050号
发 行 者	新华書店科技发行所
經 售 者	各地新华書店
印 刷 者	地質出版社印刷厂 北京安定門外六鋪炕40号

印数（京）1—4000册	1960年 1月北京第1版
开本33″×46″1/32	1960年 1 月第1次印刷
字数190,000	印张7 11/16
定价(10)1.20元	

目　录

前言 …… 5
第一章　緒論 …… 6
1.矿产、矿床、矿产地質学及其方法的基本概念 …… 6
2.矿产的分类 …… 11
3.矿床学历史簡述 …… 14
第二章　外生非金属矿产的形成 …… 17
1.岩石的风化及其他破坏作用 …… 17
2.风化产物的搬运 …… 19
3.风化产物的沉积 …… 22
4.成岩作用在新矿物形成中的意义 …… 25
5.淋濾作用中交替和淋积概述 …… 26
6.外生矿产形成的自然地理条件 …… 28
7.自然地理条件的水平和垂直分带 …… 44
8.地壳大地构造单元的发展对外生矿床形成的意义 …… 49
9.陆地外生非金属矿产的形成 …… 56
10.海及海滨带外生非金属矿产的形成 …… 96
11.成岩作用过程中外生非金属矿产性質的变化及新矿产的形成 …… 121
12.外生非金属矿床的构造因褶皱和断裂破坏而发生的变化 …… 124
13.风化过程中外生非金属矿产的变化 …… 130
第三章　岩浆成非金属矿产的形成 …… 133
1.岩浆作用的一般特征及地表和深部火山作用对岩浆成非金属矿产形成的意义 …… 133
2.不同成分的岩浆及其与岩浆成矿产的关系 …… 135
3.岩浆的冷却，其所产生的作用及对岩浆成非金属矿产形成的意义 …… 137
4.岩浆析出的气体和热水溶液及其在非金属矿产形成上的意义 …… 143

5.岩浆成非金属矿产的形成及岩浆活动的特征与地壳主要构造单元的构造发展的关系……167
6.岩浆成非金属矿产形成的物理化学深度分带和大地构造分带……177
7.岩浆带内岩浆成非金属矿产的形成……183
8.变质带内岩浆成非金属矿产的形成……186
9.风化带内火成非金属矿产的形成……204
10.地表带内岩浆成非金属矿产的形成……216
11.与构造运动有关的岩浆成非金属矿床构造的变化……220
第四章 变质成非金属矿产的形成……225
1.变质作用的一般特征及其在形成变质成非金属矿产中的意义……226
2.受变质作用的岩石的成分在变质成非金属矿产形成中的意义……227
3.变质成非金属矿产的动热深度分带和大地构造分带……228
4.区域变质亚带内变质成非金属矿产的形成……229
5.接触变质亚带内变质成非金属矿产的形成……231
6.动力变质亚带内变质成非金属矿产的形成……233
7.与构造运动有关的变质成非金属矿床构造的变化……233
8.在风化过程中变质成矿产的变化……234
第五章 非金属矿床的現代空間分布規律……236
1.决定非金属矿床現代空間分布的因素……236
2.前寒武紀陆台內非金属矿产的分布規律……237
3.年輕陆台內非金属矿产的分布規律……239
4.古生代褶皺帶內非金属矿床的分布規律……241
5.中生代褶皺帶內非金属矿床的分布規律……242
6.新生代褶皺帶和現代地槽区非金属矿床的分布規律……243
参考文献……245

前　言

非金屬矿产是一种矿物原料，对其需要量不断地增加。为此，要加强已知非金屬矿床的勘探工作并寻找新的矿床。

普查及勘探是否能順利进行，首先取决于地質論証是否可靠。由此，必須研究非金屬矿产的形成条件及空間分布規律。本非金屬矿产地質学試图一般地解决这些問題，此書系以1957—1958学年在中华人民共和国长春地質学院給研究生講授的講义为基础編写而成。

本書以成因理論为基础。作者認为它不仅对大学生有益，而且对地質勘探工作者也有所帮助。

对本書缺点的批評和希望請寄苏联别尔米市别尔米矿业学院A.C. 霍敏多夫斯基教授（СССР, Г. Пермь, Пермский Горный Институт профес. А. С. Хоментовскому）。

于中华人民共和国长春

1958年6月

第 一 章

緒 論

1. 矿产、矿床、矿产地质学及其方法的基本概念

任何一个国家发展工业及农业都以利用从地壳内部取出的各种地質矿物堆积体为基础。这些地質矿物堆积体称为矿产。

有时矿产以其天然状态利用之。如花崗岩——作建筑材料，烟煤——作动力燃料等等。但是，更多的矿产往往需要进行加工，用各种方法从其中提取某一种或数种元素或化合物，以用于国民經济。这样的矿产称为矿石。

矿产在某种情况下构成一种較大的質体，其儲量可以保証进行开采。这样的矿物堆积体称为矿床。

人們所利用的矿产的种类不断地增加。工业的发展以及对矿物和岩石的化学性質和物理性質的研究促使每年进行加工的矿物原料的种类愈来愈多。許多以前不利用的甚至認为有害杂質的化合物，現在把它們当作貴重的矿石，进行开采和加工。下面举几个例子。

在欧洲中部德国和捷克斯洛伐克境内的矿石山，早在中世紀时为了取銀曾开采过含鈾鐳矿石的鈷鎳銀矿热液矿脉。起初仅从矿石中取銀，含鎳和鈷的矿物被認为是有害杂質而抛到废石堆中，因为当时还不知道鎳和鈷的工业用途。鈾鐳矿石也被抛至废石堆中。

到十九世紀下半世紀，原有含鎳和鈷的矿物的废石堆都开始开采，以提取在冶金工业上广泛应用的这些金屬，但当时仍未注意到鈾鐳矿石。

在二十世紀的最初期，当居里夫妇发現鐳的貴重性質之后，矿石山的一些矿床开始当作鐳矿床加以开采，而鈾化物仍和以前一样未被重視。仅在第二次世界大战以后，在捷克斯洛伐克和德意志民主共和国境內的矿石山才扩大了鈾矿石的开采。

在前喀尔巴阡山东部，自远古以来人們就开采石盐，在很多矿床的废洞中曾找到新石器时代的劳动工具。这里除石盐外，还有味苦的鉀盐。在十九世紀中叶以前，鉀化物被視为有害杂質，因而在含有大量鉀盐的地段停止了盐的开采。当确定了鉀在提高土壤肥沃性上起重要作用之后，就显著地改变了这种情况。現在开采前喀尔巴阡山区矿床是为了从中获取鉀，而这里的石盐則被視为副产品。

“矿石”这一术語，早些时候是用来称呼那些用以提取金屬的矿物堆积体的。目前这一概念已扩大到了非金屬，如硫矿石、石墨矿石、磷矿石等。

在非金屬矿产中，其有用物質多于矿物杂質的矿物堆积体則不称为矿石，例如盐、石膏、石灰岩、花崗岩等。

由于从矿物体中提取工业上所需要的元素和化合物的方法不断地改善，因而矿石的概念是变化的。

为了更好地了解这个意思，可举出鋁矿石来作为例子。大家知道，鋁分布很广，并且参与許多矿物成分中。例如鋁是粘土特别是高岭土的重要組成部分之一。

在不久前被視为鋁矿石的只有鋁土矿。后来成功地制定了从硫酸化合物提取鋁是在經济上有利的加工程序以后，而明矾石便成为鋁矿石。最后，两年前在苏联又确定能将鋁矽酸化合物进行經济上有利的加工。这样就出現了新的鋁矿石——霞石。

矿床分为有工业价值的和无工业价值的两种。有工业价值的矿床的特征是有足够的儲量、滿意的質量和在現代技术水平上能保証开采的矿体的規模。矿床的开采在經济上必須是有利的。

无工业价值的矿床不具上述特征。通常或是儲量小，或是矿产質量不高，或是矿体不大，这些都妨碍对矿床的开采。

把矿床分成有工业价值的和无工业价值的，在一定程度上是有条件的。这决定于經济情况、具体环境、对矿物原料的需求、开采技术水平、矿石加工条件等等。

研究矿产的基础首先应面向实际。人們需要利用矿物原料以保証重工业的发展，保証工业建設和房屋建筑，所以要組織开采矿床。开采之前要进行勘探，以确定矿床中矿产的矿物成分和化学成分、物理性質和工艺性質、矿体的形状及其空間位置、矿产的儲量；水文地質条件及开采矿床的矿山技术条件等。如果不了解矿床的形成条件及其空間分布，就不可能又快又省又正确地解决这些实际問題。

初看起来，研究矿产在地壳各个构造单元內的分布規律，似乎与各个矿床的勘探沒有什么直接的关系。实际上却不是这样。在詳細勘探的同时总是要进行广泛的普查工作，以保証选出新的初步勘探的地段。普查工作只有用区域方法解决我們的任务时才能有所成效。

研究矿产的形成条件及成矿規律和确定矿产的空間分布是地質科学中年輕的学科之一——矿产地質学的主要內容。

矿产地質学是一門綜合性的科学，它首先是研究矿床，但同时广泛应用矿物学、岩石学、古生物学、古植物学、地史学及区域地質学、大地构造学、地貌学、岩相学、地球化学等方面的資料和方法。根据矿床学的任务，这种研究应該是多方面的并且是包罗万象的。它可分三个主要方面：（1）研究矿产的物質，在某种情况下尙需研究其形成条件；（2）研究矿床的构造；（3）研究矿床所属大地构造单元的构造特征和地質发展史。

不用說，所有这三方面是彼此紧密連系和互相补充的。只有充分地利用对所探討的問題用各种方法进行全面研究而取得資料

后，才能对矿床的形成条件和空間分布作出正确的結論。

对矿产物質的研究可循各种方向进行，这取决于矿产本身是什么物質。

研究煤时广泛采用各种化学分析——工艺分析、单元分析、干餾分析等；进行肉眼描述；偏光及反光显微鏡下的研究，同时作素描图和显微照象；进行孢子花粉分析；研究煤的无机物包裹体及其与有机物的相互关系；研究煤中存在的气体等。

成分复杂的盐类試样，特别是鉀盐和鎂盐，需要进行化学分析；油浸研究；詳細的显微鏡下描述，詳細鑑定試样的构造特征，并作素描图和照象；研究盐的杂質及晶体中的气体包裹物等等。

对磷块岩需用肉眼确定結核的形状和大小；在显微鏡下研究結核的发育情况和磷酸盐析出的阶段，以及磷块岩后来的矿化作用；測定磷块岩中的机械杂質；确定磷块岩的力学强度及其在同一矿床內各种矿石类型中的变化；研究磷块岩中的有机残骸及有机物質与磷酸盐的相互关系。

对岩浆岩需要进行詳細的显微鏡下研究，以弄清其結晶作用的特征及各晶体的风化程度；研究岩石的物理性質——强度、加工性能、加工后的颜色、抗冻性；确定岩浆岩的构造特征与节理裂隙間的相互关系，以判断用于彫刻和修飾的岩浆岩表面花紋的特征。

上述例子对研究矿产物質成分的总的方向給予了足够明确的概念。自然，研究某一矿产性質的具体內容取决于其本身的物理和化学性質及其用途。

对矿产的物質成分主要进行实驗室研究。

研究矿床結构的目的首先是弄清矿床的构造和形成条件，而这些問題是不能通过对矿产的物質成分的研究来弄清的。

对于沉积矿床应研究含有矿体的地层的岩相、矿体的形状及

其空間变化；确定矿体和上下围岩的相互关系；詳細描述矿床的构造，并且不限于褶皺和断裂破坏，如果有岩浆岩穿入的話，还要描述沉积岩层和矿体与岩浆岩的相互关系；論述矿区的地貌等等。

岩浆成矿床的結构的研究从弄清矿体本身的构造特征来进行。例如，应該詳細描述伟晶岩脉带；石墨矿条及其与围岩的关系；碱性岩体中的磷灰石－霞石岩带等。对矿体的形状及其变化特征和原因应給予足够的注意。确定矿体与围岩的构造和复盖岩层的相互关系也有很大的意义。

应仔細描述矿床的破坏和其中較年輕的岩浆岩侵入体。

弄清及評价某一区域的矿物原料資源时，自始至終都应研究矿床所屬一級和二級大地构造单元的結构及其地質发展史。对矿床进行勘探时这項工作也是重要的。

显然，矿产的形成与地表及地壳內所发生的地質作用有密切的关系。所以，知道地壳主要构造单元的总的地質发展方向后，就可以判断出各单元內有那些矿产和可能出現那些矿产。例如，大家知道，岩浆成矿产，其中包括岩浆成非金屬矿产都賦存于褶皺帶內。至于外生矿产，很明确，它們既产于褶皺帶，又产于陆台区，但是产于陆台区更为典型。

褶皺帶及陆台区矿产形成条件的不同，可使我們指出研究这些大地构造单元的地質发展史所应遵循的基本方向。

对包含有各种外生矿产的陆台区来說，研究它在地球各地質时期內的自然地理条件具有很大的意义。

根据古地理再造可以确定一定时期內各自然帶的位置。了解了陆台区內二級构造单元及自然帶的相互位置，可以确定隶屬于自然地理帶及一定大地构造条件的矿产的平面分布。

然后，应該分析陆台区构造的发展情形，因为在地壳发展的各阶段陆台的构造在地形上都有一定的反映，而不同的地形則影

响着外生矿产的形成。現代构造及侵蝕情况决定目前在地表上所能观察到的矿产露头的位置及地下矿床埋藏的深度，这些对于勘探及开采工作是十分重要的。

如果陆台区有侵入体及噴出体，則应該分析一下是否在这里有可能找到岩浆成非金屬矿床。

上述矿产分布規律通过补充材料的收集而明确之。

确定地槽区及褶皺带內矿床的形成条件及其分布要复杂得多：这里不仅要研究沉积物的堆积过程，同时还要研究其变質作用；研究各种岩浆活动；强烈的褶皺作用和褶皺构造的深度侵蝕（这使不同年代的地层出露于地表）。此外，褶皺带各地段的結构及地質历史是极不相同的。看一看复背斜及复向斜、中間地块、地塹、山間盆地及边緣凹陷的情况，就足以說明要解决所提問題的复杂性了。

显然，象对陆台区一样，分析褶皺带內矿产的形成条件及其分布时，要从研究地槽发展各阶段的古地理环境着手。这时，要記住地槽海比陆台海具有更为多样的自然地理条件，同时地槽区还有海底火山存在。

其次，需要分析褶皺带的构造，划分出不同年代的、受岩浆体影响程度不同的岩层組合。可能这里首先能分出边緣凹陷、山間盆地及重叠向斜。毫无疑問，复背斜的軸部是能足够清楚地划分出来的，因为这里有古老的岩层出露地表，并有大量岩浆岩和变質岩。知道了复背斜的位置，就能容易地确定复向斜的位置。結果便可确定外生矿床、岩浆矿床和变質矿床的分布面积。至于所划分出的各构造地段內矿床空間分布的可能情况，可根据矿床的結构特征，并考虑不同矿产的形成条件来判断。

2.矿产的分类

論述矿产的形成时需要有一定的系統，而矿产分类則是最好

的系統。根据成因原則（它是本教程的基础），我們采用如下的矿产成因分类。

A.外生矿产

Ⅰ.风化矿产

1.物理风化残积的

2.化学风化残积的

3.淋濾的

Ⅱ.溶解矿产

1.淡地下水

2.矿化地下水

3.天然盐湖盐水

Ⅲ.沉积矿产

1.坡积的

2.洪积的

3.河相的

4.湖相的

5.沼泽相的

6.冰川的

7.地下水沉积的

8.风成的

9.海滨相的

10.大陆阶地的

11.大陆斜坡的

12.成岩作用的

Ⅳ.有机物深处变化的矿产

1.气体的

2.液体的

Б.岩浆成矿产

Ⅰ.岩浆矿产

1.自岩浆的

2.分凝的

3.贯入的

4.熔离的

Ⅱ.火成碎屑矿产

Ⅲ.射气矿产

1.气成充填空洞的

2.热液充填空洞的

3.接触交代的

4.远交代的

Ⅳ.伟晶岩矿产

B.变质矿产

Ⅰ.区域变质矿产

1.区域变质的

2.阿尔卑斯脉

Ⅱ.接触变质矿产

1.接触变质的

Ⅲ.动力变质矿产

1.动力变质的

Г.复杂成因的矿产

目前没有通用的矿产分类。所以上述分类应视为初步的分类，尚须进一步的研究。分类中某些概念及少用的名词需作一解释。

天然盐湖盐水是盐湖中的盐水溶液。这种溶液称为天然盐湖盐水。

有机物深处变化的矿产包括天然气体和石油。

自岩浆矿产（Идиомагматические полезные ископаемые）是这样一种矿产，其全部物質均是岩浆成因的和有用的，如花崗岩或霞石正长岩。該名詞来自希腊字"Идиос"，即該物質所特有的、自身的意思。

离岩浆体（即其母岩）有相当距离的交代成因的矿产称为远交代矿产。

上述矿产成因分类是一总的分类，它不仅包括非金屬矿产，也包括固体及液体可燃有机岩、金屬矿产以及象水这样的矿产。

下面并不对該分类中的所有矿产都进行描述。根据本教程的名称，这里主要談固体非金屬矿产。石油、天然气、地下水完全不加以討論。金屬矿产中仅提一提可作为非金屬矿产用的，如赭石，它是褐鉄矿的一种疏松变种。

3.矿床学历史簡述

自远古以来人类就开始累积有关矿产的知識。

石器时代，人們就知道了燧石和軟玉矿床，并且到矿区去采集材料，以制造原始工具和飾物。

当社会发展到原始公社末期，人們已学会制造銅器、青銅器和鉄器，所以，那时已开采和寻找銅、錫和鉄矿石。

在奴隸社会时期开始大力开采金、宝石、以及建筑材料矿床。公元前三千年埃及建成了法老王吉泽（Гизе）的金字塔，它是用230万块每块重2.5吨的石块砌成的。公元前1900年埃及人在紅海海岸区建立过深达250米的矿井，以开采綠宝石。大約也在这个时候中国已开始开采貴重金屬、細工石料和建筑材料。

然而，多少輩无名的探矿能手所累积的有关矿产的知識，通常沒有記載，不能传給我們。所以，直到十六世紀中叶，当格奧尔吉·巴烏埃尔（阿格里柯拉）〔Георгий Бауэр(Агрикола)〕对捷克斯洛伐克矿石山提出第一个金屬矿床形态分类，并将这些矿床

中的銀鉛矿脉的成因与渗透大气降水的活动連系起来的时候，矿床学和矿产地質学才算开始建立。

几乎在同一时期，阿格里柯拉的同代人——笛卡特（Декарт）認为矿体是地球深部的物質向地表貫入結果而成。

这两种对金屬矿产成因的解释实質上是相矛盾的，后来人們称它們为水成論和火成論，这两种解释都有人拥护。它們之間的爭論进行了150多年，到十九世紀初才結束，这推动了当时学者們和矿山实际工作者們所关心的許多金屬矿床地質問題的研究。

但是，应該提到的是，在十八世紀中叶，当水成論者和火成論者之間的斗爭进行得最剧烈，他們不調和地保卫自己各不相容的观点时，出現了一种接近于現代理論的看法，認为这两种方式均可能形成金屬矿床。这种看法是由伟大的俄国学者 M.B. 罗蒙諾索夫提出来的。

最早的有关某些非金屬矿产成因的解释也是与 M.B. 罗蒙諾索夫的名字分不开的。例如，他指出琥珀是針叶杵的杵脂凝結而成。M.B. 罗蒙諾索夫十分正确地認为，煤层是由被砂-粘土物質掩盖的古代泥炭田形成的。

由于十九世紀下半世紀及二十世紀初工业迅速发展，开始开采各种矿床，加强了矿床的勘探，并收集和总結了大量地質資料，出現了許多描述矿床和說明矿产成因的文章和专題論文。这些文章主要是有关于金屬矿床的。其中首先应該提到的作者有 A.П. 卡尔宾斯基、И.福赫特（Фогт）、B.林格崙、B.艾孟斯、B.A. 奧勃魯契夫、M.A. 烏索夫。

学者們对固体可燃矿产及非金屬矿产注意較少。到本世紀三十年代关于煤的总結性理論著作有 M.Д. 查列斯基、Г.波托涅、M.A. 烏索夫等人的著作。稍晚，在 1935 年 Ю.A. 热姆丘日尼科夫写的关于煤的专題論文第一版問世。以后，到 1937 年出版了

П.И. 斯捷潘諾夫和 С.И. 米罗 諾夫的叙述世界可燃性有机岩矿床和闡述一系列有关成煤作用理論問題的专題論文。

1938年出版了 Ф. 罗特崔的巨著——石盐及鉀盐地質学。1953年出版了 А.А. 依万諾夫的重要著作——盐矿地質的普查与勘探。

最近25年来出版的有关非金屬矿产的綜合性著作有：Г. 莱易斯的"粘土"；П.А. 泽米亚欽斯基的"粘土汇編"；1934年及1935年出版的由 П.М. 塔塔林諾夫主編的两卷非金屬矿床学教程；1942年出版的由 В.Я. 麦連柯夫和 В.М. 穆拉托夫編著的有关非金屬矿产的教科書。

1940年出版了 А.Е. 費尔斯曼的詳細論述伟晶岩成因的专題論文。

1946年出版的为 П.М. 塔塔林諾夫和 А.Г. 別捷赫琴編輯的矿床学教程中討論了許多矿产地質的問題。

1953 年出版了 А.Г. 別捷赫琴編輯的"岩浆金屬矿床基本問題"第二版，其中有許多专題論文对了解岩浆非金屬矿产的形成条件有很大意义。

1955年出版的 П.М. 塔塔林諾夫著"矿床成因論"，专門討論了金屬及非金屬矿床的形成条件。

在評述矿产地質研究的总方向时，可以說，現在对矿床的描述及其成因的解释方面做得最好，对矿产物質的研究做得較少；而有关二級和三級大地构造单元中矿产分布規律的資料則不足。

地质网络域名：http://bbs.3001.com/

第 二 章

外生非金屬矿产的形成

促使矿产形成的作用是各种各样的。它們发生于地表及地壳内部，并与外力和內力作用有关。

討論非金屬矿产的形成从叙述由外力作用而产生的矿产开始更为恰当，因为外力作用不論在大陆表面或海洋底部到处可見。

由成因分类可以說明，外生矿产形成的方式是各不相同的。但是，在所有情况下，都是由已有岩石的破坏，各种风化产物的搬运和堆积，从而促使矿体的形成，然后，在內力及外力作用之下，所形成的矿体又发生变化。所有这些作用都需要研究，并且要考虑地面的自然地理条件，地壳各地段的地質构造和构造发展的不同。

1.岩石的风化及其他破坏作用

岩石的破坏对外生矿产形成的意义有二，（1）风化結果可以形成物理风化残积矿产及化学风化残积矿产；（2）岩石經过不同方式破坏以后，产生細碎屑及溶解盐，它們都是形成沉积矿产的原始物質。

地壳的95%由岩浆岩和变質岩組成，它們是在地壳內部高溫高压下和还原环境里形成的。在风化壳特别是地表，岩浆岩及变質岩的矿物进入另一种完全不同的物理化学环境中。因此，这里在低溫低压、富于水、氧及碳酸气的条件下，这些矿物自然就开始分解。这种分解作用称为风化。

风化壳內岩浆成及变質成矿物的化学分解作用是包罗万象

地信网公云网络域名：http://dbas.s001.com/

的。所以三种风化作用（物理的、化学的及生物的）中化学风化最为重要。正是化学风化作用决定了外生非金属矿产有不同的物质成分。

在地表除了化学风化作用外，物理风化作用也很普遍。

生物风化对岩石的作用次于化学风化和物理风化，但其作用的性质却要复杂得多。生物——植物根、掘土动物和人对岩石的物理破坏作用也是生物风化的一部分。在生物作用下的岩石和矿物的化学变化，首先在于植物根从地壳中吸收植物生存和发展所必需的化学元素。此外，腐烂的植物残骸对其所在的岩石有化学上的影响。

所有这三种风化作用（化学的、物理的和生物的）可同时进行，并且它們相互间是紧密交錯着的。风化作用是統一的过程，将其划分为几个組成部分則是人为的。这样划分只是为便于了解和描述风化带内由于外力作用而产生的各种复杂現象。

物理风化的实質是岩石变松，其致密物質崩解成大大小小的碎屑直至砂粒。

风化岩石的化学变化一般表現为其組成矿物分解，某些化合物变为簡单的，有时为易溶解的盐类。化学分解还不能概括“化学风化”这一概念。因为岩浆成及变質成矿物的分解过程在时間上往往与当地新矿物的形成过程是分不开的，新矿物即由分解产物形成。

生物风化按其作用的最終結果来看，它比較接近于化学风化。同化学风化一样，有机物与风化壳中各种矿物相互作用后可产生一些新矿物。

风化地区的地形及岩石成分对风化作用及其产物的性質有很大影响。

风化作用在不同自然带內的表現也不一样。

风化作用不仅发生在大陆表面，就在水下也有。因为水介質

地信网公开网络域名 http://bbs.sso1.com/

中溫度变化不大，所以这里以化学风化最有意义，它是在水及溶解于水中的气体的影响下发生的。水下的风化作用多半在海底进行。

大大小小的岩石碎屑和溶解盐类是許多沉积矿产形成的原始物質，这些物質在水、冰和空气沿地表运动时也可以产生。

当水运动緩慢时，主要携带因风化而破坏的岩石的細小顆粒。

水运动快时，其冲刷能力急增。这首先是水运动速度增加所造成的。此外，夹带岩石碎屑的水流与底部发生摩擦，也加强冲刷作用。

陆地上主要碎屑物質的形成与急水河流的活动有关。

小溪及河流所流經岩石与水及溶解于其中的气体不断接触結果，其矿物的化学破坏也加强。

大陆冰，主要是冰川冰作用的結果，产生大量碎屑物質。冰川冰或以本身的压力，或以冻結的岩块和漂砾（它們起着刀刃的作用）来破坏冰川所經过的岩石。

风的作用与流水相似。它带走风化結果所产生的細土，不断地給风化作用造成新鮮面。此外，风所携带和卷起的砂粒摩擦和磨蝕山的凸起部分、悬崖和岩块。这种作用結果所形成的碎屑极小，主要为尘土。

2. 风化产物的搬运

不論是固体的或变为溶液的风化产物，受重力作用通常从地表高处被搬运至低处。仅在理想的平原和平坦的分水岭处，它們可以留在原地，形成残积层。在地表的其他傾斜地段，风化产物早晚会以或大或小的速度从高地向低地移动。

固体风化产物移动时发生分选。

可溶解的风化产物被搬运时与其溶剂(水)同时移动。这一运

地信网公益网络联合 http://bbs.gsoo1.com/

动或沿地表进行，或通过渗透后沿含水层进行。

固体风化产物的移动要复杂得多。在不同的地方有不同的移动方式，例如坡积蠕动和泥流（солифлюкция）、泥石急流（Силевое перемещение）和洪积移动、冰川、水流和风的搬运等等。每种搬运方式出现于一定的自然地理条件下，并各有其特征。

坡积蠕动一般說来是緩慢的，在陡坡处的速度比緩坡处大。这一移动方式可搬运各种各样的物質：从高山陡坡的巨大岩块到平原区平緩丘陵的粘土顆粒。坡积蠕动过程中被搬运的物質几乎不受磨損。很少見到分选現象，主要表現为或大或小的岩块从山坡滾下，聚积于河谷中。

泥流是永久冻結地区飽含水的粘土物質順山坡向下流动，它使风化产物不发生什么明显的分选。泥石急流移动碎屑物質的情况也是这样。

洪积沉积物中，局部有分选性。可是不明显——水流周期性地从河谷冲向平原，在洪积錐下部形成不稳定的碎石层，并夹有粘土物質。

与冰川活动有关的碎屑物質的搬运作用相当复杂。在冰川区冰本身进行搬运。其次，在冰下部移动的摩擦影响下，冰下物質发生移动。此外，融冰水可将碎屑物質沉积。这一作用在冰川本区及終碛外緣均可进行。

冰所搬运物質的分选性可視为以下两种作用共同进行的結果：（1）冰搬运冻結在其中的大而輕的碎屑和（2）冰下融冰水带出細小碎屑物質。

运动冰川下部携带的底碛物質通常无分选性。其均一性取决于下伏岩石的成分。总之，如果說冰的运动能使与其最靠近的一层岩石的均一性有所增加的話，那是由于磨損所造成的，而不是分选的結果。

順着冰面流动的水，将其中所含細屑物質带出，搬运，并使

地质论坛网 域名：http://bbs.dzlt.com/

其具有較好的分选性。研究蛇行丘的剖面时可察見之。

自冰川流出的融化水，在冰舌前面沉积分选良好的物質——从冰磧砂到縞状粘土。从这种物質的分选情况可明显地看到它的变化与自冰川流出的水量的季节变化有关。縞状粘土就是在这种条件下所形成的沉积物的例子。

溪澗与河流所搬运的风化产物通常具有分选性，同时其表現是十分多样的。

这里首先应指出，沿河物質的一般分选規律是：上游沉积物的物質比下游的粗大，粗粒物質的分选程度次于細粒物質。因为粗粒物質被水搬运时作紊流运动，故其分选差，河流下游水流平靜，并且一年內大部分时間呈层流运动，所以下游的細粒物質分选好。总的說来，河流流速愈大，其所搬运的粗粒物質的分选程度愈差。

通常，大河的分选作用比小河好，因其水量变化較小，流速变化也不大。

应該指出，除沿河物質有分选性外，在河谷的横断面上有更明显的分选現象。研究河床相、河岸相、河漫滩相沉积物时，易于确定这一規律。从河床到河漫滩物質顆粒显著地变小。在河床中从河塘到浅滩，从浅岸到陡岸都存在有按粒径分选被搬运物質的条件。

风化所得的岩石碎屑物質經水流作用結果，不仅按粒径进行分选，而且按比重进行分选。这种分选結果在粗大的岩石碎屑（通常比重中等）中堆积有比重大的細小矿物顆粒（它們是矿产）。此种作用长期进行后，产生各种砂矿——从坡积砂矿到河成砂矿。

风对岩石破坏产物的搬运不如水的搬运那样普遍。这首先是因为流动的空气——风的密度很小，因而只有最小的顆粒才能保持悬浮状态，所以且認为黃土-粉土質岩石才是典型的风成沉

地信网论坛网络域名：http://bbs.3501.com/

积。

风也可以以滚动的方式移动碎屑物质。但这种作用不普遍，因为地表大部分地区都有植物复盖，使細小顆粒实际上不能滚动。可是，在沙漠区，在由沙組成的傾斜海岸上，有时在大江和大湖岸有大量細砂物質以滚动方式进行搬运。通常这种物質的渾圓度及分选程度均較好。

在沉积物形成的过程中，风化产物运动的意义不只是从一个地方搬运到另一个地方以及进行分选。早就知道，搬运作用还伴随着碎屑的磨圓和磨損，直到变成微小的粘土顆粒为止。这些作用对于一系列矿产的某些性質及成分的形成有相当重要的意义。例如，渾圓程度决定着砂是否适用于制配混凝土，又如长期的搬运和磨損可使砂的成分中有大量純石英。

3. 风化产物的沉积

沉积作用是形成外生矿床的基本环节。矿体正是由碎屑物質、化合物和有机残骸沉积而成。一般說来，对于这一正确說法只要作一修正，即各种水和鹵水等溶解矿床的形成不須經过沉积。

沉积可分原生的和次生的。应提出的沉积方式有：机械沉积、化学沉积、物理-化学沉积和生物沉积。

原生沉积是指被搬运的风化产物直接变为矿产。例如：水体底部形成的砂层、盐湖中沉积的盐、珊瑚礁的生成、沼鉄矿的堆积等都是原生沉积。

次生沉积的实質是起初形成一些由矿产組成的集合体，后来經过另一种作用再形成矿体。里海卡拉博加茲湖湾岸边的盐矿可作为次生化学沉积的例子。这里湖湾底部冬天結晶出芒硝。然后击岸浪将这些晶体抛到岸上，形成岸堤似的次生芒硝堆积。

不論是原生沉积或次生沉积，对矿产某些性質的形成具有意义，总的說来，次生沉积矿产所含杂質通常要比原生的多些。

地质网论坛地址：http://bbs.sc01.com/

碎屑物質从运动速度减低的介質中，主要是水中，通过机械析出而发生的沉积作用是簡单易懂的。

沉积物沿沉积面堆积时发生分选。在地层剖面中碎屑岩的成分是否均匀，主要取决于水流速度是否均匀。而水流速度又决定于气候及构造因素。地理环境对于物質的沉积起很大作用。河床和河漫滩、湖泊、泻湖以及海洋各带具有不同的沉积条件。

对矿床来說，重要的首先是矿产本身的成分和質量是否稳定。在大陆阶地、大陆斜坡、泻湖、湖泊及平原河流的河漫滩中所形成的碎屑矿床最为均一。

海洋或大陆上所发生的化学沉积作用要复杂得多。

在各种水体的底部在不同的条件下均可形成化学沉积物。

凡特-霍夫、H.C. 庫尔納科夫及其同事們曾研究确定，在干涸的泻湖和盐湖中，盐的沉积取决于盐的溶解度、溶液中盐的相对和絕对含量、溫度和时間。

已經确定，在每一种溫度条件下，都有其使溶液中各組份取得平衡的特殊条件。所以在不同的溫度下結晶出不同成分的盐。例如，在溫度为60°时，从 $CaSO_4$ 純飽和水溶液中結晶出石膏。而在較高的溫度下則形成硬石膏。如加入NaCl，則硬石膏在30°时就結晶。溶液中加入 MgCl 后，更能降低硫酸鈣呈硬石膏析出的溫度。

溫度变化对盐的溶解有影响，因而也影响其結晶作用。鈉和鉀的硫酸盐及碳酸盐的溶解度随溫度的上升而急增，反之，則下降。0°的蒸餾水可溶解4.6%的$NaSO_4$，而在30°时則为29.3%。这个例子很好地說明了深秋时盐湖与泻湖中芒硝的沉积情况。溫度变化对碱金属其他化合物的溶解度影响不大。

氢离子浓度 pH 和氧化还原电位Eh对于沉积物的化学析出有很大影响。

强酸和强碱的盐类，如常見的碱和碱土金属的氯化物及硫酸

盐的溶解和沉淀很少受 pH 的影响。反之，弱酸和弱碱的盐类对pH值的变化反应很灵敏。

已确定，在强酸介質中，如pH值等于 3，鉄的氧化物处于溶解状态。当pH等于 4 — 5 时， $Fe(OH)_3$ 开始沉淀，后来形成褐鉄矿。

氢离子浓度对碳酸盐类的形成起重要作用。大家知道，pH＝7时，介質呈中性反应。碳酸盐只能在碱性溶液中形成，并且其大部分物質是在pH为8.0—8.5时析出的。

氧化还原电位 Eh 并不說明介質的反应，而是表示它对其他物質氧化或还原的能力。由于 Eh 值的大小不同，可造成各种氧化还原条件，而且所有这些条件不論在酸性或碱性介質中均可存在，它們的反应則是由相应的氢离子浓度来决定。

氧化还原电位对于具有好几个原子价的有机物質和化合物有很大影响。Eh 对碱金屬和碱土金屬的化合物，对鋁和矽沒有显著影响。

pH 和 Eh对于各种化合物沉积的影响研究得尚不足。然而已确定，pH和Eh值对于弱酸和弱碱盐类的溶解和沉淀有很大影响，而对强酸强碱盐类的轉移則影响不大。

陆地上化学沉积較不普遍。可列举各种盐类（包括硝酸鉀）的形成作为例子，在某些干旱地区的盐沼中，它們呈皮膜和盐霜产出。其形成与沿土壤毛細管上升的盐溶液在地表上蒸发有关。

物理化学沉积与机械和化学沉积比起来分布不广。它是胶体物質，主要是鉄、鋁、矽的化合物的胶体假溶液（溶胶）所固有的。物理化学沉积的实質在于胶体的聚沉及溶胶变成凝胶。

当使胶体顆粒互相排斥的电荷从其表面失去之后，即这些顆粒中和时，溶胶开始聚沉。胶体顆粒的中和取决于下列不同原因：加电解質于胶体溶液；因蒸发将溶液中电解質浓度提高到所謂“聚沉点”（“порог коагуляции”）；具有相反电荷質点的两

地信网公司网络域名：http://dbs.5001.com/

种胶体溶液的汇合；胶体溶液的冻結，結果因冰晶体增长使胶体顆粒受到挤压等等。

在外生过程中，海滨带的水溶胶轉变为水凝胶是最普遍的現象。这里胶体溶液随陆地淡水一起流入盐海水中，后者起着电解質的作用。很多粘土，主要是海和泻湖中的粘土，就是以此种方式形成的。

关于因生物作用而产生的許多元素和化合物的沉积有相当好的研究。

这里首先要談到的有煤和油頁岩。它們的有机組份的形成是生物作用的結果。在这一过程中，被植物从土壤和水中所吸取的簡单矿物盐轉变为复杂的化合物。煤和油頁岩本身是由死亡的植物残骸堆积后所形成的。这可以在各种条件下发生：在沼泽和湖泊中、在泻湖內和大陆阶地上。植物物質的堆积，可发生于其生长的原地，也可以在原地之外。

海生动物活动的結果，可形成石灰岩－珊瑚礁灰岩和介壳灰岩。作粉笔用的白堊和矽藻土矿层也是以此种方式形成的。

在某些泻湖中，主要是暖海海滨的泻湖中，由細菌作用結果可形成一些矿产，例如硫。許多鉄、錳沉积矿床的形成也与海的浅滩或湖底的細菌群的发育有关。

4. 成岩作用在新矿物形成中的意义

使沉积物轉变为固体岩石的成岩作用是在沉积物質及其內部循环溶液和底层水之間所进行的互相作用。在此种情况下，产生一系列的复杂过程，在某些过程中可促使形成矿产。例如，因成岩作用而形成的某些磷块岩和白云岩。砂轉变成用作毛石的砂岩的过程也是成岩作用。

Н.С.斯特拉霍夫、Н.Б.华斯列維奇、М.С.什維佐夫、А.Е.費尔斯曼等学者确定了成岩作用的几个阶段。其中对某些非金属矿

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

产的形成最有意义的是第一阶段。第一阶段的成岩作用发生于沉积物的最上层，称为同生作用或沉积成岩作用（седиментогенез）。磷块岩和白云岩即是在暖海底沉积的上层，厚在40厘米的地方形成的。

专門研究确定，海底沉积的最上层是大量細菌活动的地方，其数量每克中以数方和数十万計。

細菌的有机活动促使发生下列情况：（1）淤泥中有机物的分解，同时消耗氧；（2）从分解的有机物中析出磷、碳酸、二氧化矽、氨和硫化氢，并部分地变为溶液，有机物分解結果循环于沉积物上层的溶液中磷酸盐含量显著增加。

在海里所进行的研究証明，自然水中磷酸盐的含量为3—7毫克／立方米，而在淤泥中的溶液中其含量为200—1100毫克/立方米。

沉积物上层浓度大的化合物向浓度小的方向扩散。磷化物也服从于这一規律。它們大部分向上往溶解物質浓度小的水体底层移动。

富含磷的溶液从沉积物上层向水体底层运动，即向上运动，直到水体底部再次堆积有机物（磷的来源）为止。自然，在此种条件下，在沉积物的最上层将生成磷块岩結核，它們是在磷化物环繞某种結晶中心沉淀时形成的。

大約白云質淤泥也是这样由灰岩淤泥轉变而成的，由于富含鎂的土壤溶液可使沉积物中的鈣为鎂所交替。

5. 淋滤作用中交替和淋积概述

水从地表向地下渗透淋滤时，由于交替和淋积作用（вмывание），可形成各种矿物堆积体。在某些情况下，以此种方式可形成矿床。

淋滤作用的条件是多样的。它們决定于很多因素，首先是气

候、构造、岩性、地势和生物等因素。

淋滤作用从地壳表层带出各种化合物并使其沉淀于較深处。沉淀的产生几乎完全是由于化学反应的結果。其表現为：或者以溶液中的化合物交替渗透所經岩石的化合物；或者是受某些因素影响使沉积物从渗透水溶液中直接沉淀出来。上述造成新矿物堆积体的方式相应地称为交替和淋积。

交替作用是多种多样的。它取决于渗透作用是在那种自然地理条件下产生的，也取决于自上而下的渗透水所經过的岩石成分。

交替作用的产生在下述情况下特别有利，即溶液渗透所經岩石的个别組成部分具有良好的溶解度。例如，石英砂岩的原生鈣質胶結物很易为次生矽質胶結物所交替，結果形成很坚硬的致密石英砂岩。原生胶結物为鉄質所交替的情况也常見到。有时，不只是胶結物可被交替，就是砂岩中的顆粒也可被交替。

灰岩中的碳酸鈣被溶液中的磷酸鈣所交替而形成磷块岩的現象是相当普遍的。当地表水流經夹有原生磷酸盐类的石灰質岩层而渗透时，就可产生这一作用。由植物分解而产生的强有机酸可促进这一作用。

当富含某种盐类的渗透水与另一成分的地下水相遇时，由于淋积作用結果，可形成矿产。当渗透溶液与具有另种反应的岩石相遇时，也出現这种情况。在渗透过程中，当具有共同离子的二种盐类溶液相遇时，尤便于产生沉淀。

在某些盐丘的石膏帽中所見到的硼酸盐堆积体即作为因淋积而形成矿产的例子。含硼矿物在鉀盐类中常呈浸染状分布。在盐丘窝窿部分的冲刷过程中，硼酸盐类再沉淀于石膏中或沉淀于石膏帽受淋蝕时所形成的空洞中，形成块状体或浸染体。

促进这一沉积作用的在于含硼矿物的化学成分和构成石膏帽的岩石化学成分，因为它們具有相同的离子。如硼酸盐类为水方硼石（$MgCaB_6O_{11}\cdot 6H_2O$）、硬硼鈣石（$Ca_2B_6O_{11}\cdot 5H_2O$）、

地信网公云网络版名 http://bbs.3s001.com/

单斜硼酸鈣石（$Ca_2B_6O_{11}\cdot 13H_2O$）、硼鈉方解石（$NaCaB_5O_9\cdot 8H_2O$），而在石膏帽的成分中主要为石膏（$CaSO_4\cdot 2H_2O$）和硬石膏（$CaSO_4$）。

6.外生矿产形成的自然地理条件

外生矿产形成的方式极多。一般說来，这些方式都很簡单，大多数已有足够研究，并有理論根据。离开具体环境，把各种因素作用的过程加以概括，我們很易理解和描写这些成矿方式。

然而，这样来确定外生矿产成因是不正确的。把实际上很复杂的現象看得太簡单，把現象从周围环境分割开来，就容易放过成矿的一些重要特点、矿产質量的特点和矿体构造特点等等。

深入研究成矿作用而不联系周围地質条件还有其他坏处。因为，这样的研究，就不能确定矿产的空間分布規律，因而也就不能正确而有根据地寻找新矿床。

通过对外生矿产的研究，可得出这样的結論，即外生矿产的成因研究，必須考虑与它們有关的自然地理环境（自然环境）的影响。否則是不行的，因为决定自然地理环境特点的力量和因素，在很大程度上就是互相作用而产生矿产的那些力量和因素。

当我們对外生矿产的成因結合一定具体条件来研究而不是一般地进行描述时，就必須談到自然地理环境对成矿前的破坏、搬运和沉积作用的影响。因此，必須叙述地表各部分和海洋底部自然地理条件的一般情况。我們是承認現实主义的方法的，所以这个叙述就必須針对着現时地球上的自然地理环境（自然环境来）进行。

当然，現时所确定的自然地理作用的規律，总是同过去的有些差别，不論何时何物都不会完全重复。因此，当我們把現在地球上各种作用的研究結論运用到过去的地質时代时，应非常小心。但是，这并不是說，为了創立理論，可以完全不去研究現有的自然地理条件，不去利用研究所得的各种材料。要知道，外生力量

地质图书馆网络域名：http://dbs.ss001.com/

首先是与照射地表的太阳光的作用有关，而太阳自古至今都是照射着地球的。另外，有很多外生矿产我們現在可目睹其形成。

地表外生矿产形成的地方为陆面与海底。

陆地的自然条件由一系列因素决定。其中主要的有：（1）气候，气候本身决定于当地緯度、陆地大小、地形及繞經大陆之洋流；（2）与气候有关的地表水；（3）植物；（4）地形；（5）地質构造及地質发展史。

海底自然地理环境首先取决于：（1）深度；（2）海底地形性質；（3）該地区与巨大陆地及其自然环境之相对位置；（4）造成各种海底气候的海水及海流的性質。

陆地的自然条件是多样的，研究得較好。所以可描写得較詳細。关于海底自然地理条件，由于材料不足，只能非常簡要的提一下。

大陆上外生矿产形成的自然地理条件

在辽闊的大陆上，外生矿产的形成与气候关系极大。

气候本身不直接造成外生矿产。但构成气候的因素的相互作用却决定了很多作用，如物理作用、化学作用、物理化学作用、生物化学作用和生物作用等，由于这些作用的結果就产生了非金属矿物原料的堆积。

气候因素中对外生矿产的形成起最大作用的是地表的溫度和湿度差。

近代地表按溫度条件可分为七个溫度带：

1.热带，位于赤道区，在年等溫綫 +20° 范围之內。

2.两个溫带，位于热带之南北。其低緯度界綫为 +20° 年等溫綫，高緯度界綫为最热月份的 +10° 等溫綫。

3.两个寒带，位于最热月份等溫綫 +10° 和0°之間。

4.两个永久冻結带，最热月份年均溫度在零下。

若将这些溫带与形成外生矿产作用联系起来看，应当指出，

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

在永久冻結带和寒带內，因溫度低物理风化作用較强，而化学和生物风化作用則很弱。

在热带內化学风化作用进行的极强烈，比起其他风化作用来，更有力地改变着地壳上层的成分。

在溫带中，风化作用与湿度有直接关系。这里以化学风化作用为主或是以物理风化作用为主，則决定于湿度。前者是在水份足够的情况下产生的，后者則是在极其缺乏水份的条件下发生的。

在某些情况下，溫度条件大大影响沉积物的沉淀作用，例如影响盐类的結晶作用。

最后，在那些負溫度带中，碎屑物質的移动速度，在很大程度上受每一年內地表水冻結期的影响，即也是取决于溫度条件。

若地壳完全是平整的，其成分是均匀的話，則溫度带的界綫将与緯綫相吻合。可是，几乎在地史上的所有时期，地球上都有过大陆和海洋，它們对太阳射綫有不同反应。一般說来，大陆与海洋相比，在热季等溫綫向高緯移动。最热月份的等溫綫的移动更大。

陆地的大小对溫度条件的影响很大，特别是对溫带的溫度条件。

大面积陆地的內部远离海洋，其气候的大陆性剧增。在这些地区冷季的溫度有显著的下降，热季的溫度有显著的上升。

冬季气溫降低对风化过程无显著影响。夏季气候变暖則情况不同，这种变暖可使破坏、搬运和沉积条件发生显著变化，这就是外生矿产形成地点的空間位置变化的原因。例如，在巨大的欧亚大陆的西部，近代盐类堆积的北部界綫靠近北緯46°附近（敖德薩間歇湖），而在大陆的中部，这一界綫則升高到北緯 54° 的地方（額尔齐斯和庫隆达草原的盐湖）。

降雨量及其变化在陆地气候和外生矿产的形成中也起着巨大作用。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

首要的是因降雨的蒸发在地表上所产生的湿度差。若降雨量比蒸发量大，湿度差为正。若地表自由水面的蒸发量大于大气降雨量，则湿度差为负。若降雨量与蒸发量相等，湿度差为中常。

研究北半球现代大陆的湿度差，易于确定湿度差与自然地理带（自然带）的关系。在永久冻結带、苔原地区和森林地带，湿度差是正的。在森林草原区它是中常的。草原、沙漠草原和沙漠区湿度差是负的。在那些热带森林草原，它又是中常的。潮湿的亚热带、热带和赤道森林的湿度差为正。

总的来說，在地表上就太阳輻射和大气循环的条件看来，大部分面积的湿度差是正的。只有南北两半球30°緯綫附近的亚热带高压带和某些大陆的内部，才具有稳定的负湿度差。

陆地的大小和地势对大陆上某地区湿度不足或过于湿潤的形成起着很大作用。在巨大陆地的内部，因海风不能带来許多水份，通常有干旱区存在，特别是在中緯地带的溫带，那里夏季溫度相当高，因此蒸发作用也就很强。苏联的中亚部分和亚洲中部的沙漠就是这种区域的实例。

湿度的变化对于与外生矿产形成有关的作用的方向性和特征也很有影响。假如取两个具有同样中常湿度差的自然带，一为森林草原，一为热带森林草原，则其中风化作用是大有区别的。这不只是取决于溫度条件的不同，而主要是取决于降雨量和降雨时期的不同。

在森林草原地区，最热月份的平均溫度为20—22°，全年降雨量大体是均匀的，具有中等的降雨量300—600毫米，降雨量的这种情况，决定地壳上层有比較小的和經常的湿潤，以及只有不多的风化溶解产物搬运到不太深的地方，通常不超过1—2米。这里被带向下的几乎全是碱金屬化合物和极少量的碱土金屬化合物。

地表的經常湿潤，即使是微弱的湿潤，也使得空气难于深入地下，因此，也就难以产生氧化作用。森林草原带內渗透水的反

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

应是中性的或极弱酸性的。

在热带森林草原内，年降雨量为1000—2500毫米，同时降雨是有季节性的。夏季的一些月份降雨量最大，冬季则是干旱的。热带森林草原内最热月份的平均温度为25—28°。

热带森林草原内夏季温度比森林草原内高，因而增加夏季的蒸发量。若将这二地带向土壤所渗透的水量相比较，则本带增加之量不甚大。热带森林草原与森林草原相反的是：在夏季地壳上层很深的地方受到了湿润，因此，有大量风化产物被带到很深的地方。在此情况下，渗透水在夏季的反应比森林草原内要酸性些，因此其溶解力也大些。在热带草原内从表层带到地下数十米深处的不只是碱金属和碱土金属的化合物，同时也有某些最易溶解的三二氧化物，如氧化鉄，其結果就形成高岭土矿床。

在干旱的冬季，热带森林草原内的地壳表层几乎失去所有水份，因此在这里空气能够进入地下深处，便大大的加强了风化作用。

由此看来，在具有同样中常湿度差的森林草原和热带森林草原内，由于降雨量分配的不同，就使这二带中外生矿产的形成条件有显著差别。热带草原内最典型的是风化矿床，且常是很大的，尤其是化学风化矿床和淋滤矿床。在森林草原内风化作用的深度不大。风化矿床也不大，且无实际意义。

降雨量的多少及降雨的情况对河流的活动有很大影响。与暴雨有关的突然的灾害性洪水和由于緩慢融雪而使水位漸漸升高，这两种不同情况决定其所形成的冲积层具有显然不同的粒度成分。当然，对作为矿产的这些沉积物的評价也是各不相同的。

大气循环是主要气候因素之一。我們若回想一下亚热带高压带的沙漠，西风盛行带的溫和潮湿地区，季风区的降雨量的季节性变化剧烈的地区，就足以估計大气循环对造成地表一定湿度情况的意义。

地质图书馆网络域名：http://lbs.3001.com/

大家知道，大西洋上空的空气是比較溫暖和潮湿的。所以，自西方进入欧亚大陆之气流使西欧变得十分湿潤。冬天这些气流对欧亚大陆湿度之影响可达到叶尼塞河，夏天則几乎到达太平洋区域。

在太平洋秘魯补償海流上空所形成的冷空气，由于其溫度較低，故絕对湿度极小。自西向較溫暖的大陆流动使空气受热，其相对湿度減小。空气变为干燥，結果出現了阿塔卡瑪沙漠及其中的智利硝石矿床。

大气循环对大陆溫度的变化，有很大的直接及間接影响。

夏季在亚洲热带外沙漠所形成的干热气团使相邻地区之夏季溫度大大升高，并使这些地区的等溫綫向緯度較高的地区移动，这种現象在苏联欧洲部分之东南部表現得很明显。

与大气循环有关的溫暖洋流，可使大陆沿海地区气溫增高，其影响有时可达緯度很高的地区。例如，巨大的戈尔弗斯特里暖流可使斯堪的那維亚半島变暖，最远可达其北部——北緯72°一带。太平洋的庫罗-西奧暖流与戈尔夫斯基暖流相象，它使日本的气溫增高。

对大陆沿海地区溫度有影响的不仅有与大气循环有关的洋流，而且有补償海流和分支洋流。

地形对陆地气候的影响也很大。大家都知道，自地表每上升200米，溫度約降低1°。因此，高山的气候比平原的气候冷。

但是，問題不只是山区气溫一般比較低而地形的切割情况及高地方位的不同，也使高山的不同地段具有十分不同的溫度。大多数气候学家把这一点作为划分山区气候的根据之一。

地形对大陆各地段的湿度有很大影响。一般說来，高地所得的水份总是比低地多。气流經过山头时，发生上升，进入較冷的大气层，促使降雨。

显然，在面向潮湿风的山坡降雨量較大。背风的山坡总是干

地信网论坛网络域名：http://bbs.8s001.com/

燥的。这种情况的产生，首先是由于經过背风山坡的风是比較干燥的，因它經过向风山坡时已失去了一部分水份。

使吹过背风山坡风的干燥程度增加的另一个原因，是空气沿背风山坡向下流动时，发生压縮，結果溫度絕热上升，湿度相应減小。

自高地流来的高溫而且很干燥的空气使許多山間盆地变得很干燥，如塔里木盆地、費尔干納盆地等。

在概略地談过主要气候因素的作用之后，我們可以簡短地描述一下大陆的主要气候。这最好按某一气候分类进行描述。

近代气候分类很多。这些分类是根据各种不同的原則提出的。其目的通常是使形成气候的因素系統化，以适应各地区經济发展所提出的要求。

为了說明地表現代外生作用的特征，A.C. 别尔格的气候分类最为适用。在其分类中，气候分成与自然带大致相适应的几类（表1）。但是，当根据矿产地質所研究的問題来探討别尔格的分类时，可以发現其中有两个缺点：（1）过于詳細；（2）不便于甚至不可能用来描述大多数地質时期的气候条件。

在研究外生矿床的成因时，首先应考虑地壳上层的溫度条件以及水份的动态，因为它們在风化过程中起着重要作用。所以，在地質工作者看来，热带外沙漠及热带沙漠气候在矿产形成条件的意义上沒有重要的区别，既然这样，就可将它們合併为一类。

在描述古代气候时，不能采用苔原气候、草原气候等术語和概念，因为它們是十分具体的，同时只反映現代的气候条件。当然，誰也不会說古生代有草原气候，因为那时沒有草原，也不可能有草原，因为沒有草类植物。

对研究古地理問題和研究外生矿产形成条件的地質工作者来說，将陆地气候分成如下几类是比較恰当的：（1）寒冷潮湿气候；（2）溫和潮湿气候；（3）溫和干燥气候；（4）干旱气

候；（5）热而湿度不稳定气候；（6）热而湿度稳定气候。

所分出的各类气候、A. C. 别尔格的气候带、地球的温度带及不同湿度差的各带之间的相互关系如表1所示。

这只是平原气候的划分。但对山区气候的分类也是有用的。不过山区气候与平原气候总是有明显的区别，山区中在很短的距离内，温度、湿度、风性和雨量的分布等都有变化。所以，把这些气候名称用到山区时，在每个气候名称之前应加上“山区”两字。例如，帕米尔高山沙漠地带的气候称之为山区干燥气候。

表1

气候类	气候带 按A. C. 别尔格	温度带	各带湿度差
寒冷潮湿	终年严寒带	终年严寒带	正
	冻土带	寒带	
温和潮湿	寒带森林带 温带森林带(1) 中缺乏地区	温带	负
温和干燥	草原地带 地中海气候区		
干旱	热带外沙漠(2) 热带沙漠		
热而湿度不稳定	热带森林草原	热带	中常
热而湿度稳定	亚热带森林带 热带潮湿森林带		正

附注：（1）温带森林带南部的气候是森林草原气候。其特点是中常湿度差。

（2）热带外沙漠气候是指在巨大陆地的内部或高山后面形成的气候，这些地区潮湿空气不触及。

陆地上的自然地理条件（自然条件）的另一重要因素——地表水与气候有密切的关系。当然，在地表水形成时，尤其是在河流形成时，地质构造、地质发展史和大陆地形都起重要作用，但

地信网论坛网络资料：http://bbs.3s001.com/

是，在这一过程中，气候总是起主导作用的。

陆地上的水可分为暂时表流、河流、湖泊、沼泽和冰川。

在所有种类的地表水中，以作为自然环境组成部分之一的河流具有最大意义。这种說法对大多数大陆来說是正确的。即使有些例外情况，如完全沒有河流的沙漠和大部分地表水是由湖沼組成的平緩低地，也不能够动摇这一点。

起源和終止于同一气候带內的一些河流与該带的气候特点的关系最为密切。这种河流叫做带內河（внутризональные реки）。

可是，大多数河流都經过几个气候带，同时每个带都对河流有不同的影响。这种河流叫做跨带河（транзитные реки）。其特点和动态主要决定于其主要补給区域的气候条件。在个别地段內，跨带河与相邻的带內河有十分明显的差别。

在湿度大而溫度低的寒冷潮湿地区，各种地表水很普遍。这里有冰川，其活动結果可形成各种碎屑矿床。

这带的河流对碎屑物質为机械的破坏、搬运和沉积，它們与溫和潮湿气候带河流的区别，在于它們只有很少时間不受冰的影响。

在此地区暫时表流比較少。只能在山区才能搬运和沉积少許碎屑物質，因为在此寒冷潮湿气候带的平原都为苔藓和地衣所复盖，阻碍冲刷。

这里的湖泊充滿着很冷的淨水。其中主要的沉积是河流所带来的碎屑物質。在分布很广的高地和低地沼泽区，有极緩慢的薄层泥炭堆积作用。

溫和潮湿气候区的特征是各种地表水分布很广，沒有冰川。

这里到处都有河流。洪流为其动态的特点，分布很广的河漫灘砂質粘土的形成与它有关。

在此地带暫时表流也是經常的現象。但是，发育很好的植物盖层可显著地減弱表流的活动。

地学网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

在适宜的地势条件下，湖泊和沼泽也有广泛的分布。湖是淡水的。它們不象寒冷潮湿气候带的湖泊那样寒冷，因此是腐泥堆积的場所，以后当植物从生时，則形成煤的堆积場所。

沼泽有高地沼泽和低地沼泽。这二类沼泽都为形成泥炭的良好环境。

在溫和干燥气候带，地表水的总量減少，而水本身在某些地方为盐水。

在此地带河流是較少的，其規模也較小。但是原上的河流在春季常有很大洪水，造成寬广的河漫滩，其中有分选很好的砂質粘土沉积。

溫和干燥气候带的暫时表流能搬运极大量碎屑物質。这是由于雪的强烈融化、暴雨和植物不发育的結果所致。

在此地带湖泊和沼泽少見，只在极为有利的地形和水文条件下才有。湖有时为盐湖，甚至有各种盐类的沉积。

沼泽几乎全是低地沼泽，其中很少形成泥炭。沼泽常常轉变为盐沼地。

干旱气候区的特点是地表水量最少。

这里沒有河流（跨带河例外），湖泊也是沒有的，暫时表流則有之，但因降雨量少，它們在一年中活动的日期較溫和干燥气候带为少。

此带的沼泽只是暫时的，当雪水和雨水干涸后，它們就变成盐沼地。

对热而湿度不稳定的气候来說，最典型的特征是河流和暫时表流在夏天雨季时暴漲，在干旱的冬季則干涸。在洪水期，則有大量分选不好的碎屑物質被搬运和沉积。

这里常見有干涸的暫时湖泊和沼泽，它們一般是盐渍的。

在热而湿度稳定的气候带，地表水中分布最广泛的是河流，其規模往往很大。暫时表流也很发育，因为降雨很多。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

湖泊主要分布于河谷内。没有无口湖。

沼泽在河谷内分布很广，为低地沼泽，通常长有森林。

从研究矿产成因的角度来看，大陆上与气候有关的自然地理条件的其他因素中，还应谈谈植物。

在温和潮湿带，热而湿度不稳定带和热而湿度稳定带内，植物常常是茂盛的。

寒冷潮湿气候不能使植物很好发育。生长时間短且溫度低，对植物的发育有妨碍。

在負湿度差的气候带，只有在沿湖岸、河漫滩和河流三角洲上才有茂盛的植物。这里分水岭和其两坡特别干燥，所以不可能成为生长大量高級植物的地方。

地形是自然地理的因素之一，它在外生矿产的形成中起很大作用。地形与区域的地質构造和地質发展史的最后一阶段有极密切的关系。

因构造隆起而形成的高地主要为侵蝕区。其中主要形成风化矿床。

低地是广泛堆积风化产物的地方。其中主要形成沉积矿床。

当然，沉积矿床在高地也常見之，就象低地也有风化矿床分布一样。然而，这并不改变上述規律的一般正确性。

外生矿产的性質及其矿床的空間分布，不仅取决于大的地形单元，同时也决定于中小型地形单元。例如，河成沉积矿床与河谷有关。显然，矿床的結构一方面与矿产的性質有关，另一方面則与河谷的形状有关，如山区狹窄的陡坡河谷中，沉积的是粗粒碎屑物質——砂、卵石和砾石，而平原宽广的河漫滩上則是粘土和亚粘土堆积的地方。至于坡积粘土的机械成分与其所在山坡的关系，无須証明也是很清楚的。在这些山麓往往有粘土矿床。

地質构造是陆地自然地理組成条件之一。它在大陆地形的形成过程中起着巨大作用，而促使矿产形成的破坏、搬运和沉积作

地质图论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

用在一定程度上又取决于地形。

地壳表层岩石成分的特征也与地质构造有密切关系。早就知道，基岩的岩石成分对不同成因的外生非金属矿产的物质成分有很大影响。特别是对风化矿床。例如原生高岭土矿床只見于地表有含长石岩浆岩露头的地方。坡积和洪积矿产与基岩的岩石成分也甚密切。基岩在某种程度上对河流作用特别是带内河的作用所形成的矿产的成分也有影响。周围岩石也决定湖成矿产的很多性質。

地質发展史是一个較为独特的自然地理因素，可是在研究矿床的形成条件时必須注意到这一点。地質发展史本身不具有物質內容，当然不参加促使形成矿体的过程。但其間接影响是很大的。如控制破坏、搬运和沉淀作用的是影响地形发展的构造运动的性質和方向。

如构造隆起速度快且規模相当大时，在上升地块上风化矿床就不太发育。

如上升很高时，由上产生冰川，結果就形成与冰川和冰水沉积有关的矿产。

如隆起区受速度相当快的水流的强烈冲刷时，則只能使机械成分粗的沉积物堆积下来。

升降运动不大的較为稳定的地区，有利于风化矿床及河成沉积矿床（粘土和砂）的形成。

大陆的显著下降易造成海侵。海侵区域已不算陆地，故在本段不加叙述。

如陆地下降不大，不能发生海侵时，下降区成为沉积区，在其中形成各种与暫时表流、河流和湖泊有关的沉积矿床。

海底外生矿产形成的自然地理条件

海是形成矿产的一个主要地方，許多矿产的形成，直接間接与海水有关。在离海岸很远的大洋深水部分，矿产的海成堆积迄

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

行得极慢。

根据海在地槽或陆台范围内的位置，它們可分为地槽海、陆台海或陆緣海。地槽海包括陆緣半封閉海、島屿間海和大陆間海。陆台海有陆緣外海和內陆海。

陆緣半封閉海被弧形島屿与大洋隔开，后者常是火山形成的。有时在火山島上有活火山。陆緣半封閉海很深，海岸很陡。它們通过很多海峡与大洋相通。由于与大洋暢通，所以海水含盐度正常。这种海的例子有白令海、鄂霍茨克海、中国东海等。

島屿間海是大洋的一部分。位于巨大的群島島屿之間。这种海很多方面象陆緣半封閉海。其区别只是島屿間海海岸带不連續，海底地形切割剧烈，活火山很多。島屿間海实例为馬来群島海。島屿間海往往为地槽。

陆間海通常为巨大的构造断裂所产生。陆間海常常通过很狹窄的海峡与大洋相連，含盐度不正常。有时在陆間海海岸上或島屿上有火山活动。陆間海的实例为黑海和地中海。陆間海有时为地槽的残余。

陆緣外海常常是巨大而寬闊的海湾，或是与大洋几乎不能分开的一部分。这种海都很浅，海岸很低。陆緣外海的含盐度有时降低，特别是在大河入海处。陆緣外海的例子如巴伦支海、东西伯利亚海、楚克奇海。

內陆海是陆台上的小凹陷为海水充填而成。它与海洋的連系是各式各样的。如果它与海洋是借狹窄海峡相通的，那么含盐度就不正常。內陆海的例子波罗的海、白海。

海洋通常按深度分为下列各带：

从0到200米——大陆阶地；

从200到2500米——大陆斜坡；

从2500到6000米——洋床；

6000米以下——海渊。这些深度分带同时也是地貌分带。

海底地貌对于沉积作用有很大影响，从而影响沉积矿产的形成。因此，对于大陆阶地和大陆斜坡（其上几乎沉积了所有海相沉积）的地形需要比较詳細的談談。

在大陆阶地上首先可分出近岸带。在近岸带中，由于海岸构造及地質发展不同，由以下各个部分：开敞的陡岸、开敞的浅滩海岸（低而平的）、各种泻湖、河成三角洲等形成不同的組合。

在同一大陆阶地內，在离海岸較远的地方，有海底谷地、海底平原，有时还有珊瑚島。

大陆斜坡的地形研究的差得多。但还能把大陆斜坡分为傾斜平原、海底峽谷和火山島。后者只能在地槽型海中見到。

海岸地形和海底地形对于海洋中矿产的形成有很大影响。陡岸附近，在击岸浪带有巨砾堆积，离岸稍远为粗砾。浅滩海岸具有卵石及砂的矿床。海底平緩平原为砂和粘土的堆积場所。在浅泻湖中由于气候条件不同，或形成泥煤，或从盐水中沉淀出各种盐类。

近海陆地地形、地質构造、植物、气候，河流等对于海洋各部分的物理化学条件有很大影响。当然，陆地的影响以对大陆阶地为最大，而在大陆阶地內部，則以对海滨带的影响为最大。

大陆斜坡上，相邻陆地对該处所成矿产的成分的影响不易察覚。但有时也十分明显。特别是当分隔地槽海与大洋的島屿上的火山爆发时，所噴出的火山灰明显地反映在大陆斜坡沉积物的成分上。

大气的气候条件对海水表层溫度的影响最大，而对海水中的盐类和气体的含量的影响較小。

根据适应于矿产形成的溫度条件，海洋的水可分为热水和冷水。热水溫度从15°至28°，冷水溫度在15°以下。

上列海水溫度是指海水表层的。海水溫度几乎在所有地方都随深度而降低，只有极地海洋例外。溫度的降低在50米以上的深

度是逐渐的，然后下降较快，直到800米，800米以下温度又下降得很慢。通常，在两极附近的海洋中，在深度200—800米之间，有一层较暖和的盐水，它是被海流从低纬处带来的。

开敞海海水温度变化本身对于矿产的形成没有什么大的意义，但其间接作用很大，因为温度影响海水中所溶气体的含量，而气体含量的多少决定某些化合物的溶解或沉淀，也决定海洋动物的生活。

随温度下降，溶解于水的气体增加，主要是氧气和碳酸气。当水温为0°时，水中所含氧气为35°时之2倍。海水中游离碳酸气含量的变化也大致如此。生物的发育也需要氧气，生物的遗骸常为形成矿产的基础。游离碳酸气能保证碳酸盐的溶解，当碳酸气减少时，碳酸盐就发生沉淀。由此可知，为什么石灰质沉积物都产在暖海的浅水处。

在干旱气候带的近岸带，尤其是半封闭的将要干涸的泻湖中，水温的变化最为明显。这里由于温度的升降，这种或那种盐类就在泻湖的底部沉积。

各种形式的海流、潮汐运动和海洋击岸浪等对于海洋个别地段自然地理条件的形成有很大意义。

巨大的海流把热水带至高纬地带，在寒冷海洋中可造成温暖的部分。而寒流从高纬度流至低纬度时，则情形相反。

海流不仅改变海洋个别地段的温度，也能分选从陆地上搬运入海的碎屑物质。

潮汐及击岸浪造成海底的特殊沉积条件和矿产形成条件。

决定海洋各地段自然地理条件的多样性，除了上述因素外，还须补充的就是海底气候。海底气候直接决定于大气气候、海的深度和海水物理性质。

水与陆地有很大的区别，就是它的高导热性和热容量。水的对流比空气慢得多，而发生运动的只是世界大洋中较少的一部分

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

水。在这种条件下，影响矿产形成的海底气候较之陆地气候变化要小。

海底气候在一定程度上取决于大气下层的气候条件。情形也只能是这样，因为水和大气的热的来源同是太阳，并且海流——构成气候的重大因素——主要取决于大气的对流。

大气气候的影响，主要是空气温度的影响，在海滨带表现的最明显。在海滨带的最上层容量不大的一部分水受到大气气候的作用。这里，按海成外生矿产的形成条件，自北至南，可划出下列气候带：（1）寒冷潮湿带；（2）温和潮湿带；（3）干燥带和（4）炎热潮湿带。

这些气候带与陆地的气候带稍有不同。譬如，干燥气候带系由温干气候和干旱气候二带合併組成，而热湿气候带是由热而湿度不稳定气候带和热而湿度稳定气候带合併組成。之所以能将二带合併，是因在近海地区所合併的二带在湿度上差别不甚显著。

大气气候对远离海岸的、海滨带以外的大陆阶地的影响較小。可是，在这里冷流与暖流的作用有时也很显著。

按水的温度及含气体的情况，在大陆阶地的范围内可划分两个主要的气候带——暖带和冷带。它們之間的区别，如果以高緯海与低緯海相比較，就很清楚，如从馬来群島海与楚克奇海和东西伯利亚海的比較中就可看出。至于中緯地带的海，如北海、波罗的海、日本海等，要解决它們究屬于上述二带中那一带，問題就复杂的多。这些海居于冷、暖两种海之間的过渡地带，同时具有暖海和冷海的一些特点。可以有条件地認为，所有具有石灰岩沉积的海，均屬暖海，而沒有这种沉积作用的海，則为冷海。

一般認为，大陆斜坡的范围是由海深 200 米处开始至2500米处为止。大陆斜坡下部海底水层的温度是不变的，大风暴、潮汐和洋流的影响几乎不能覚察。所以，这里的海底气候在任何緯度都是一样的。虽然如此，海面气候条件的影响对这样深的大陆斜

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

坡的沉积物仍然有所反映。这是由于大陆斜坡下部的沉积物主要是由漂浮动植物残骸所构成的，因为陆源物質不能到达此处。而这些残骸的化学成分取决于漂浮生物的种属成分，后者又直接取决于首先由大气气候所决定的表层海水性質。所以，大陆斜坡也可以象大陆阶地一样划分为暖带和冷带。

洋床的水底气候的特点是温度低，且无变化，沒有光綫，海水无运动。这种气候在洋床各处都是一样的。

7. 自然地理条件的水平和垂直分带

上面关于大陆和海洋自然地理条件（自然条件）的概述中，說明它們是相当多样化的。这种多样化不是偶然的。它取决于很多原因，首先是取决于地表不同地区所获取的太阳能量不同。因此，自然条件相同的地区大致形成东西向的地带是很自然的。卓越的地質学家、俄国土壤学之父 B.B. 道古恰也夫曾科学地說明自然分带空間位置的这种特征。他在1818年創立了自然分带的学說。

B.B. 道古恰也夫認为自然界（即自然地理圈）是各种不同的、常常相互制約的因素共同作用的結果，这些因素取决于气候——环境的主要因素——并且与气候一起变化。道古恰也夫写道“…由于地球与太阳的相对位置，由于地球的轉动和其球体的形状、气候、植物和动物在地表的分布，由北向南具有严格的一定順序，其准确程度可使我們将地球划分为极地带、温带、亚热带、热带等”。

B.B. 道古恰也夫将近代大陆平原划分为如下各带：苔原带（北极带）、寒带森林带（或森林带）、黑土带（草原带）、风作用带（аэральная зона）（沙漠带）和紅土或砖紅土壤带（赤道雨林和热带森林草原带）。B.B. 道古恰也夫在創立其学說以应用于土壤学时，他不只是論述自然界各带（按自然历史术語），同

时也叙述土壤带，这一点反映在由他提出的自然各带的名称上。

B. B. 道古恰也夫在证明包括地球上所有大陆平原的、具有世界性的自然地理（自然历史）分带之后，确定自然地理带在山区也存在。这里他是以气候条件自山脚至雪山顶而变化这一已知規律为依据的。

山区自然条件的垂直分带与水平分带相近，但与它也有显著区别。这首先是由平原和山区的不同地形所决定的，地形影响温度和湿度的变化。

B.B.道古恰也夫确定地球的水圈也有分带性，他写道："我們对上述問題再作一补充，即自然界那种分带性及分带的普遍規律对于海洋和河流来說，也表現得极为明显"。

B.B.道古恰也夫这种伟大的科学发現，很快地被运用于研究自然問題的各門科学中。这种发現对研究外生矿产成因的地質工作者来說，也有重大意义，因为它不仅可使我們能够确定与一定气候条件有关的一些矿床的分布面积，同时也能确定这些面积的空間分布情况。

B.B. 道古恰也夫确定作为"自然界巨大規律"的自然地理分带之后，看出了自然中的內部矛盾。他指出，現实情况就其內容来講比理論图案要丰富得多，有很多現象都是不成带的，而且自然带往往也离开其理論上所被确定的位置。

与分带性有辯証关系的自然地理条件的不成带現象，在解释外生矿产形成方式和空間分布規律时，永远应加以考虑，这一点就无需多說了。

B.B. 道古恰也夫是在研究土壤和創立土壤成因学时，制定有关自然带的学說的。B.B. 道古恰也夫的很多繼承者，首先是Л.С. 別尔格，在自然地理学中完成和总結了有关自然带的学說，Б.Б. 波雷諾夫将其修改后，这一学說也适应于地質学中，主要适应于风化过程。在外生矿产地質学中，外力作用分带的規律和

地质网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

与外力有关的各种作用的分带特征，目前考虑的还不够。

陆地上的风化、淋滤、地表水的活动以及促使矿产形成的其他作用都与气候有直接的关系。虽然在某些情况下矿产是由有机物作用而成的，例如煤、白垩等，但要知道，有机物只有在良好的气候条件下才能发育得很好。根据这些理由，可按气候带对陆地上具有同一形成条件的矿产进行分带。

当然，若将外生矿产的形成过程当作与气候带相适应而稍有区别的自然带中各种作用的一部分来研究，从原则上说，更要正确些。但现在对大部分地質时期来說，这样作是不可能的，因其自然条件研究的很差。目前只能較准确地估計所有自然地理因素对現代自然情况的影响，而且只适于B.B.道古恰也夫所划分的少数主要自然带。至于根据目前已有的較詳細的現代自然条件分带来完成上述工作，暫时还沒有足够的資料。

总上所述，在大陆平原上，就外生矿产形成条件来講，可以初步地划分如下各带：寒冷潮湿带、溫和潮湿带、溫和干燥带、干旱带、热而湿度不稳定带和热而湿度稳定带。在这一順序中它們从两极向赤道是一个接着一个分布着的。

在大陆上，除平原外，还有山岳。在山区內，从山麓向山峯也有气候带的变化，其变化順序就象从赤道向两极所发生的情况一样。在此种情况下，显然可以看出，山麓屬于环繞該山的平原所屬的自然带內。例如，天山山麓为山区干旱带；向上变为山区溫和干燥带，再上在某些地方依次变为山区溫和潮湿带和具有巨大冰川的山区寒冷潮湿带。

在某些情况下，山区內缺失一个或两个自然带。例如，在外高加索山的西部山麓有近于亚热带的气候，随着上升它为山区溫和潮湿气候带所代替，以后又为山区寒冷潮湿气候带所代替。这里从整个气候带序列中缺失了山区干旱带和山区溫和干燥带。

山区分带即垂直分带的特点，是比平原上的气候带更具有不

成带性。例如，帕米尔西坡东部温和潮湿带以上的山区干旱带就是不成带的。分布于盆地中的所謂阿尔泰高山草原，其周围为山区寒带森林所包围，也是不成带的。

在平原区也可有不成带现象。例如，在亚库特維利亚下游因夏季各月温度上升而造成一些孤立的森林草原区显然就是不成带的，其温度上升的原因是由于这一地区位于欧亚大陆中部，大陆性气候一般地有所增加。

显然，上述大陆自然条件的特征是現代环境所固有的，它与其他許多特征一样，在地球过去地質时期也应有之。

适应于矿产形成条件的海底表面的分带几乎无所研究。这里的困难是在确定海底的垂直分带及水平分带时，不仅要考虑作用于海水的大气圈的气候，同时还要考虑海水本身的化学及物理性質。而这些性質則取决于复杂而漫长的海洋盆地的发展史，在沿岸地带还取决于陆地的气候环境。

在海洋底部按其自然地理条件可分出深水区，这就是洋床及其中的构造凹地。它們是按深度划分的垂直带的最下部分。

大陆斜坡——这等深綫位置为較高的海底部分，是深水洋床之上的第二垂直带。

海洋的第三垂直带为大陆阶地，沿岸部分除外。

海滨带为海底的第四垂直带，也包括部分海岸。这一带比平均海平面稍高，因为它所占据的是大风暴和涨大潮时海水所能淹沒的全部面积。

海底的水平分带在論述海的自然地理条件时已經指出。整个洋床及其中的海深渊处于同一水平带。在大陆斜坡和大陆阶地上可分出暖海带和冷海带。海滨带中包括寒冷潮湿带、温和潮湿带、干燥带和热湿带。

大陆阶地和大陆斜坡的暖带与冷带并不常与地球表面的温度带相吻合。这是因为海水温度在許多情况下不是决定于所在观察

地学论坛网络版权：http://bbs.3501.com/

点上空的气温，而决定于洋流。洋流能将热水从低緯带至高緯，而将冷水从高緯和大洋深处带至低緯。

可以回忆一下大西洋和太平洋的戈尔弗斯特里暖流与库罗-西奧暖流，它們将大量热水从赤道带至北方，因而在大陆阶地上造成远远伸向北方的暖区。反之，从高緯流向低緯的寒流将冷水的分布界綫向南移动。补偿海流，如秘鲁海流和加利福尼利海流，也使大陆阶地变冷。

所有海洋的大陆阶地和大陆斜坡的溫度变化的一般規律是，海洋西部热水分布的界綫較之海洋东部同样界綫的緯度为高。大陆阶地上冷水及热水分布的这一特点与大气循环所造成的洋流有关。

在高緯地区，大陆阶地上的水几乎到处都是冷的，而在低緯地区，則到处都是热的。

海滨带的水平分带性表現的相当清楚，因为这里大气气候所作用的海水容积較小。海滨带的气候带与相邻陆地的气候带相符合，特别是在低平海岸区。

海底也同陆地一样，有不具分带性的区段。在地槽海大陆斜坡上的活火山分布区是无分带性的。陆台海和地槽海的大陆斜坡上的海底峽谷也应該說沒有分带性。陡岸下面的地段也是无分带性的，因为在所有各气候带的陆海岸之下，大致堆积着相同的沉积物——漂砾和粗砾石。

以自然分带說来解释外生矿床的形成条件和空間分布具有很大的实际意义。例如，确定了某一带在过去某地質时期中的性質及空間位置后，就可以有足够的根据，来推測与該带沉积有关的外生矿产組合，以及这些矿产可能分布的地区。同时，知道了各带的相对位置以后，就可以預測各带所专屬的許多其他矿产产地。

通过对各自然带在以往各地質时期中的空間位置的研究，可

此作网络版权所有：http://bbs.8s001.com/

知它們与現代自然带不相符合。这种不符合有时是很大的。

过去自然带的空間位置与現代自然带的空間位置的不同，很可能与两极位置的变化有关。而两极位置的变化似乎最可能取决于构造运动，因为构造运动造成巨大的褶皺山脉，使地球重心发生移动。不管怎样，过去自然带的位置与現代的不同則是事实，在古地理再造时应注意这一点。

还应再一次指出，把現代自然地理条件机械地搬用于古代地質时期是不应該的，这样带来的害处多于好处。可是，在对沉积物和其中有机残骸进行研究后，应用有关自然带的理論知識将古地理情况作深思熟虑的分析，对于解决很多与普查工作和区域地質研究有关的問題是极有帮助的。

8. 地壳大地构造单元的发展对外生矿床形成的意义

外生矿床的形成不只取决于在地表及地壳最上层所发生的与外力作用有关的各种作用，不只因为地球外壳各种因素作用产生質的变化，以形成作为矿产的新矿物或岩石。其成为矿床还需要在量上有足以开采的矿产物質堆积。而这只有在地壳各构造单元达到一定的发展阶段，在适当的大地构造条件下才能产生。

地壳的构造动态对于賦存有矿床的沉积地层的形成，如含煤、含盐、含磷块岩等地层的形成，起着更重要的作用。这样的地层有时厚达数百甚至数千米。自然，形成这种地层必需有适当的构造环境，那就是地壳个别地段的长期下降。

与內力有关的地壳运动現在通常分为升降运动、波浪运动及褶皺运动。这些运动在地壳的不同构造单元中虽有不同的物理反映，但其性質却到处一样。

升降运动为地壳广大地区普遍的緩慢上升或下降，其范围至少包括整个陆台及其相邻的地槽。升降运动的特征是，在陆台和地槽褶皺带的范围內运动幅度大致相同，在同一段时間內运动的

地质网论坛网络域名：http://bbs.sgol.com/

方向一致。

层状沉积岩的形成与升降运动有关。升降运动对海侵、海退及沉积旋迴有很大影响。煤层、石灰岩层及砂岩层是在地壳升降运动的背景上沉积的。风化矿床风化面的形成也部分地与升降运动有关。

波浪运动是地壳的波浪式起伏，可达很大深度。它們常使断裂复杂化。这种运动就是各起伏地段垂直于大地水准面作不同方向的（向上及向下）移动。通常在地槽区若为波浪式上升，在陆台則下降，反之亦然。波浪运动是复杂的，它有不同的波高，并随时間而变化。波浪运动可与升降运动相結合。

地壳大地段的构造变化与波浪运动有关。例如，波浪运动使地槽变成褶皺带。波浪运动的結果形成大的山岭和低地。地塹和山間盆地的形成与波浪运动所造成的断裂有关。

波浪运动并不直接参加矿床本身的形成作用，但它却决定矿床的分布位置。例如，海相沉积矿床不是在构造波的隆起部分形成，而是在其下陷部分形成。在与波峯有关的山岭上不可能形成海相沉积矿床。

褶皺运动在于使水平岩层变成各种大小和各种形状的褶皺。其結果使褶皺作用地带的构造产生剧烈的变化。褶皺运动常常伴随有断裂。在某些情况下褶皺与断裂之发生也有相反的关系，即褶皺是地壳各地段沿断裂移动的結果。褶皺运动在比較不大的地带出現。它决定着一些不大的伸长的高地与低地的形成。褶皺运动的强度在时間上是不均匀的：时而强烈，时而很弱。

褶皺运动在其发生过程中对所聚集的沉积物的厚度有很大影响，因而对沉积矿体的厚度也有很大影响，沉积矿体的变化是很大的。

地壳运动在主要构造单元内对外生矿产的堆积有何影响呢？只有依次地研究这些构造单元的形成过程，并对各构造环境中外

地质图书馆网络 http://lib.3001.com/

生矿产物質堆积的条件进行分析后，才能对此困难問題提出正确的答案。

已經确定整个地壳曾經过地槽发展阶段。因此，首先論述与构造作用有关的地壳运动对地槽褶皺带外生矿床形成的影响是合乎邏輯的。

地槽褶皺带的发展过程可以分为两个主要阶段：地槽阶段及褶皺阶段。总的来說，其性質上的区别是：地槽阶段的基本內容是发生拗陷和各种厚层沉积物的堆积，而褶皺阶段的特征是这些沉积物被挤压成强烈的褶皺，使褶皺带大为上升，經过侵蝕以后形成准平原。不言而喻，地槽褶皺带发展的第二阶段与第一阶段是密切地联系着的。

地槽褶皺带发展的地槽阶段可分为四个时期。下面簡述各时期的特征，即不同时間內地壳运动的表現。这里不叙述地槽带的沉积物及岩浆活动。

地槽阶段第一时期的特点是地槽带普遍地迅速下降，并由于波浪运动結果，在其內部出現寬广的地背斜隆起，并相間的出現地槽。所形成之沉积物的厚度以公里計。

地槽发展阶段第二时期的特征是：地槽带划分成較小的地槽和地背斜，下降速度較小，下降的絕对值也較小。这时海底的升降均匀，因而沉积物很稳定，特别是在地槽带的边緣部分。在地槽带的上升地段沒有沉积物堆积。所形成沉积物厚达数百米，有时达数千米。地槽带各个下降地段沉积物的厚度大致相同。

地槽带发展的第三时期是整个地槽比較緩慢地繼續下降。同时軸部較边部下降的慢。在地槽带內，通常在第二时期所形成的地背斜处形成地槽。同时早期形成的地槽变成地背斜。地壳的升降变得比較不均匀了。并且总的下降数值減小，結果在地槽带內部的个别地段暫时变成陆地。其外部仍然很深，但其升降較均匀。沉积物的厚度有几百米。

地质网论坛网络版权：http://bbs.3001.com/

地槽带发展的第四时期开始普遍上升。最先上升的是地槽带的中部，与此同时，其边缘部分以及一些形成不久的山间凹陷发生下降。在地槽带这一发展时期中，波浪运动的性质有所改变，波长变大，幅度也变大。这些情况在本带地形上有所反映。与波浪运动有关的上升和下降是造成性质不一的强烈褶皱运动的原因。在地槽带各区段形成了不均匀的、方向不一的强烈升降运动的环境，因此使所形成的沉积物层理不稳定，成分变化大。地槽带的外部沉积很厚，常达数千米。内部凹陷中的沉积厚度为数百米。

在上述地槽带发展的前几个阶段中各种地壳运动出现的顺序，可能会有各种异常现象。例如，地槽带中有时能遇到比较坚硬的地块，在它們的近旁波浪运动和褶皱运动幅度較小，强度也較小。当然，这反映在所形成的沉积物的性質及外生矿产的种类上。

地槽褶皱带在其地槽阶段中活动性很大，并且以拗陷为主，这决定了此时期可能形成的外生矿床主要是沉积矿床。还可能形成物理风化残余矿床。对形成化学风化残余矿床及淋滤矿床的条件是不利的，因在地槽带内部暫时产生的地块活动性很大，这妨碍厚层风化壳的形成。

地槽褶皱带构造发展的褶皱阶段也分为四个时期。下面談談这四个时期中各种地壳运动在褶皱带中的表現。

在地槽阶段末期，波浪运动使整个地槽褶皱带开始上升，直到地槽完全变为隆起的褶皱构造为止。从构造方面来說，这个变化就是边緣拗陷和后期形成的山間拗陷中沉积物发生褶皱。从构造发展的总的方向来說，这个变化就是地槽褶皱带的地壳下降为上升所代替。由地槽带所形成的褶皱带与前者不同的是活动性大为減小。最后，褶皱带是侵蝕区；而地槽带主要是沉积区。

地槽褶皱带在褶皱阶段第一时期的特点是全带剧烈上升。通

常，上升最多的是褶皱带中部。褶皱带变成許多高地，有时非常高。上升結果常常形成山間盆地及大地塹，其大小直接决定于上升高度及上升岩体的面积。山脉地带的强烈上升促使物理风化残余矿床的形成。对于化学风化残余矿床及淋滤矿床的形成較为不利。山間盆地及地塹的相对下降常常很大。因而，在构造低地中沉积层的厚度很大。

褶皱带的第二发展时期，上升停止，各种剝蝕营力使褶皱带变平。这样，高山变低，风化产物視气候湿度的不同，或被水带出褶皱地区之外，或填充于高地之間的低处。后一种情况見于干燥气候带。山間盆地及地塹仍旧是沉积岩的主要堆积場所，但其下降已大为減小。有时，在褶皱带发展的第二期末，有形成厚层风化壳及与其有关的矿产的良好条件。因此必須要有：适当的气候环境、平原地形、較固定的褶皱带位置，即沒有强烈的升降运动。

地槽褶皱带构造发展第二阶段的第三时期以波浪运动为特征。它們在褶皱带被剝平的表面上发展着。波浪在空間上常常与地槽带第一构造发展阶段的最后一个时期所形成的地槽及地背斜相吻合。在这种情况下，古老的复向斜的侵蝕面发生拗陷，成为沉积物堆积的地方，而被侵蝕的古老复背斜則上升。古老复向斜的新拗陷寬广而不深。所以其中所堆积的沉积物厚度不大。通常不超过几千米，很少达到100米或100米以上。沉积物褶皱成平緩的向斜，称为后繼向斜。坚硬褶皱带波浪式起伏結果形成裂隙带，这主要发生在隆起的頂部。窄而深的地塹常常与裂隙带有关，地塹是沉积层堆积的地方，其厚度有时达几百米以上。褶皱带的相对稳定促使在其沒有沉积的上升地段內形成风化矿床。

褶皱带发展的第四时期，繼續变硬，侵蝕了的褶皱构造变得更加稳定。整个褶皱带开始逐漸下降。在其范围內沉积物堆积的面积扩大，而侵蝕的面积減小。結果沉积矿产及风化壳矿产形成

的面积相应增大或减小。褶皱带第四发展时期实質上是褶皱构造变成陆台基底的开始。处于第四发展时期之褶皱带与陆台基底在构造上区别不大，所不同的是褶皱带內在适当的綫状构造中还保存有面积大小不等的沉积物，而在陆台上則沒有这种情况。

上述地槽褶皱带的构造发展情况是一般的，可能有各种异常。例如，有时在褶皱带外緣沒有边緣拗陷，而形成边緣縫。位于欧亚矽鋁地块东緣的中国陆台，則通过边緣断裂带与东亚地槽相接。在地槽发展阶段所形成的带內山間拗陷的发展情况可能各不相同。

地槽变成陆台的过程并非总是进行到終了。被侵蝕的褶皱构造常常发生新的上升。若古老褶皱带旁边有已經結束其地槽状态的年輕地槽带，則特别容易发生这种情况。

每一地槽褶皱带都有它自己的发展特点，在解释外生矿床成因时要考虑此点。

地壳上第二个巨大的构造单元——陆台的构造发展情形与地槽褶皱带有很大区别。在陆台內地壳运动的表現形式，不同于地槽褶皱带，所以对矿床形成的影响也不一样。

陆台，也象褶皱带一样，可以是不同年代的。但是，它們都是按同一原則所构成。陆台的基底（其下部构造层）由挤压成褶皱和被一些岩浆侵入体穿过的岩层所构成。陆台的上部构造层由沉积岩組成，它們在下部构造层的侵蝕面上呈显著不整合，并且很少受到褶皱和断裂影响。

在陆台內，按构造发展的不同，可划分以下的一級构造：褶皱基底的凸起和凹地，相应地称之为陆背斜和陆向斜。一級构造决定着陆台中各大地段的发育特点，所以下面主要研究其构造运动。只在某些情况下談談与二級构造发展有关的一些运动。

陆向斜，按其构造和发展特点，可分为边緣的和陆台內的两种。它們之間的区别在于边緣陆向斜分布在陆台的边緣部分与褶

皱带相連接的地方，而陆台內陆向斜則伸入陆台地块內部。由于它們在陆台內所处构造位置不同，边緣陆向斜比陆台內的陆向斜要活动些，因此其第二构造层的沉积岩的厚度較大。

陆背斜可分为块状的和穹形的。块状陆背斜是大而形状不規則的、陆台褶皱基底的凸起部分。其周围通常有断裂。在某些情况下，块状陆背斜內部有二級凹地，是一些沿断层分布的下降地段。这种凹地可称为陆台上的地塹。

穹形陆背斜，在形状上常常是各种各样的，通常为褶皱基底的平緩隆起，其緩坡逐漸过渡为陆向斜的两翼。

就构造发展方向来看，陆向斜为下降构造，而陆背斜則是隆起构造。这些陆台內的一級构造单元的运动是波浪式的。因此，陆向斜不仅下降，有时也上升，而陆背斜不只是上升，而且也下降。

在陆背斜和陆向斜中地壳的升降运动和波浪运动是与陆台构造发展的总的过程同时进行的，在这一过程中分为三个主要时期，而在某些情况下还有第四个时期。

在陆台构造发展的第一时期，被侵蝕的褶皱带的硬化作用繼續进行。此外，在这一时期中陆台表面进一步平整，整个陆台普遍稍为下降，在其最低部分有沉积物堆积。陆向斜中有少量沉积物。它們可分布在陆地、海滨带和大陆阶地等地方。由于下降量不同，边緣陆向斜中堆积的沉积物比陆台內的陆向斜中要多。陆背斜在此时通常不为水复盖。这里可形成风化壳，其成分取决于陆背斜的地質构造和气候条件。

陆台发展的第二时期与第一时期不同的地方，就是总的下降有显著增加。这一时期中在陆向斜內有厚层沉积物的堆积。沉积物通常不仅堆积于陆向斜，同时也堆积于陆背斜中，特别是在穹形陆背斜中。在块状陆背斜上，陆台型地塹是沉积物堆积的主要地方。边緣陆向斜中沉积物的堆积进行得特别快。在这里所形

地质网论坛网络域名：http://bbs.sso1.com/

成的沉积层厚度达数百米，个别区甚至达数千米。陆台内陆向斜中沉积层的厚度较小，由数十米到数百米。陆台发展的这一时期，风化壳的形成条件不佳。

陆台发展第三时期在一定程度上与第一时期整个陆台普遍稍微下降的情况相象。但是陆台上各个构造单元运动的量及方向不同。这一时期内陆台上沉积物的堆积进行得很不均匀。通常，大部分沉积于边缘陆向斜中。可是就是穹形陆背斜和块状陆背斜也常变为陆相沉积和浅海沉积的场所。第三时期之末，陆台的大部分面积都变成陆地。

当陆台或其一部分开始逐渐变成新的地槽区时，就进入陆台构造发展的第四时期。地球历史中这种情形很少见。可以推测，在第四时期中，陆台上的地壳运动是通过沿断层而进行的不同大小的块状位移而表现出来的。

上述关于陆台构造发展的情形是最一般的。运用时应考虑地表上不同位置、不同时代的各陆台的构造特点，对于中国地质条件可以說，这里在位于欧亚矽鋁地块最边緣的前寒武紀中国陆台上，当分析外生矿床的形成过程时，应估計到为大断裂分隔的大量大小地块的各种运动。

把陆台上的地壳运动作为各种外生矿床形成的一个因素来进行估計时，可以說它們对沉积矿床的形成比对风化矿床的形成起着更大的作用。大面积内地壳的均匀升降决定着沉积矿产有稳定的厚度和广泛的分布。至于风化矿床，則由于陆台上主要是沉积岩受到风化，所以矿床不太有价值，而且成分上与其母岩也无多大区别。

9. 陆地外生非金屬矿产的形成

外生非金屬矿产及其矿床在地質各紀各代均有形成。按年代可分近代的及古代的。

近代外生非金屬矿产的形成人們可以亲眼看到。因此，論述这一过程沒有什么特殊的困难。对于古代某些外生非金屬矿产的形成研究得較差。

但是，正如上面不止一次地提到的那样，現在正在形成的以及古代已經形成的外生矿产之形成过程有很多共同之处，因为这些矿产的形成基本上都与太阳的作用有关，主要取决于气候，并为气候分带性所控制。根据这种情况，对外生矿床形成过程的論述以按所划分的气候带来进行为宜。

寒冷潮湿气候带內外生非金屬矿产的形成

在寒冷潮湿气候条件下，在高緯地区的平原及任一緯度的雪綫以上的山区，均可形成外生非金屬矿产。

寒冷潮湿气候带的地質构造可以是各种各样的。

在平原地区寒冷潮湿带可以經过不同的构造单元：古老及年輕陆台的陆背斜和陆向斜，不同年代的被侵蝕的褶皺区。这里各种岩石：从花崗岩及片麻岩到砂岩及粘土都受到风化作用。

在山区通常花崗岩及各种噴出岩有广泛的分布。这是因为山岭通常在空間上与褶皺带或前寒武紀陆台的凸起相吻合。

在寒冷潮湿气候带范围內，物理风化残积矿床的形成条件良好。这里溫度变化很大，此外，还有水在岩石裂隙中冻結，加剧岩石的破坏作用。

物理风化残积矿床是不同大小的岩石碎屑——从巨大岩块到碎石和和砂粒的堆积体。

按地質条件残积矿床的形成主要是在致密块状岩石出露的地方，即大多在前寒武紀陆台的凸起部分及褶皺带內。在由疏松沉积物組成的低緩平原，沒有物理风化残积矿床，因为这里物理风化作用不能使砂-粘土質岩石的成分及性質发生很大的变化。

在寒冷潮湿气候条件下，当地表水不将細小顆粒带走时，可

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

以形成物理风化残积产物。但在其形成过程中沒有粗碎屑物質的富集。

风化残积壳的厚度通常不大，一般小于 1 米。这是因为在不深的地方往往有永久冻土的緣故。

在寒冷潮湿气候带的自然地理条件下，溫度很低，化学反应十分緩慢，永久冻土也妨碍地表水向深处滲透，故不利于化学风化及淋濾作用。

在寒冷潮湿气候带的丘陵地区或多山地区，山坡上有足以使湿潤的风化产物发生移动的斜度，故可形成坡积层。

在永久冻土发育的地方，緩慢的坡积移动可过渡到迅速的泥流（但泥流不只在永久冻土地区才有）。春天溫度迅速增高，这是大陆性气候的特点。地表薄层冰雪融化得很快，結果使解冻了的岩石容易沿下伏冻結岩石的冰面滑动。

泥流作用可使各种物理风化产物堆积于山脚。当然，在这种情况下，风化产物是不会发生任何分选作用的。如果构成高地的岩石风化后的产物是疏松而均匀的，那末它們在山麓堆积起来，可达一定的工业儲量。小型的砖用粘土矿床可能就是这样形成的。在坚硬岩石的斜坡上泥流不能形成矿床。因为从这种斜坡上流下来的东西是一些最不均匀的、完全沒有分选过的大块碎屑、碎石和粘土質风化产物的混合物。

寒湿气候带中的洪积沉积，同所有其他地方一样，以山区分布最广。这里洪积沉积层有时很厚，特别是在有冰川的高山中。通常，洪积堆积位于小河流入大河的河口处。洪积层的分选作用較差，但有些地方在洪积錐中含有粘土层，其中虽含有很多碎石，但用来制造建筑砖还是可以的。

高緯度的寒冷平原上，由于造成洪积层的水流作用为时短促，一年內降雨期也不过 2 — 3 个月。同时因降雨量不大，水流力量也不大，故在此等平原上洪积沉积分布較少。

寒湿气候带中的河相沉积分布相当广泛，因在本带内水份过剩，水份不但不渗透到永久冻土中去，相反的，壤中冰溶解之后还增加注入河流的水量，故河相沉积較为发育。

在平緩的平原上主要为跨带河搬运来的砂質、泥質等沉积物的堆积。带内河所沉积的細碎屑物質与其所流經的岩石的成分是一致的。

寒湿带的山区河相沉积大多为卵石及砾石。其特点是分选性較差，并且砾石中有巨大的渾圓的漂砾。粘土矿床很少見。此外，在粘土中通常含大量砂。砾石只在河流浅滩及河心洲上有所堆积，它們的分布面积往往不大，但其活动性較大。

在寒湿气候带湖泊有广泛分布，尤其是平原区。这里有机械物質沉积的最好条件，事实上，在本带的許多地方可以見到湖相粘土及粘土質砂。

有时在平原地区湖相粘土有很大的分布面积。湖相沉积物中大部分为粘土。

湖相砂主要在河流入湖处附近沉积。此外，在高陡的湖岸下，因风浪的强烈冲击，亦可产生砂的沉积。

寒湿带湖泊的半封閉的湖湾中矽藻类常常发育繁盛。其硬皮堆积在湖底后，形成矽藻土层，厚达7—10米。

从大陆带来氮及磷化物的小溪和小河流入到湖泊，利于矽藻的繁殖，因为氮和磷化物可供給矽藻的养份。

根据来自大陆碎屑物質的多寡，矽藻土中矽藻硬皮及二氧化矽的含量达60%—85%。若矽藻土的二氧化矽含量小于6%，則認为不适于开采。

湖相矽藻土往往含有砂及各种有机物杂質。

冰川沉积在寒湿气候带分布很广。在高緯区近代平原离現在不太久的年代里，曾有过冰川沉积。在許多高山区現在正形成着冰川杂岩。現将平原及高山冰川地区矿产的形成作用分别加以叙

地信网论坛网址：http://bbs.3s001.com/

述。

在平原的陆相冰川沉积中首先有冰碛沉积。如所周知，冰碛分压力的及沉积的。与冰川活动有关的矿产属冰碛沉积，其中主要为底碛及終碛。

底碛是由下列两种作用結果而成：（1）冰的底面与下伏岩石上层的摩擦作用及（2）冰融化后冰里所含碎屑物質的沉积作用。底碛中来自冰的物質多寡不一。在冰川复盖区的边緣部分較多，中部較少。通常底碛的大部分物質是在下伏岩石摩擦过程中形成的。

粗粒花崗岩及片麻岩形成卵石和砂質的冰碛石。泥板岩及泥質岩形成粘土質及亚粘土質冰碛石。石灰岩研磨后則变成致密的漂砾灰岩。

粘土質冰碛石中，除漂砾外，还含有10%卵石，35%砂，25%粉土及20%粘土，亦即它是多砂質粘土。这种粘土可作建筑用砖。

卵石質冰碛石中，除漂砾外，还含有50%卵石，30%砂，15%細砂及5%粉土和粘土。这种材料适于鋪盖路面。

組成底碛的碎屑物質分选性差。在某些情况下底碛的上部富含来自冰中的漂砾。

底碛厚度的变化范围很大——从1米到50米。平均厚度为5—6米。自冰川补給区至其边緣部分其厚度由大变小。

由于大陆冰川的冰盾（ледяной щит）面积很大，通常底碛的面积有数千平方公里。

終碛沉积是由冰川边緣部分冰融化后碎屑物質堆积而成。終碛的成分不一。在一种情况下冰碛物質大部分由大小不均的漂砾組成，而在另一种情况下冰碛石的主要成分为細土即砂、粉土及粘土的混合物，并含少量碎石及其他較粗的碎屑。这取决于冰川补給区的地質构造及其岩石的成分和物理性質。

終碛形成一些壠崗，高达100米，宽1.5公里，长10公里。通常彼此平行分布。这些壠崗常常时断时續。冰碛壠崗带可以伸展至几百公里，有时寬达几十公里。

最高的壠崗为粗粒的渾圓的漂砾組成，其高度相当于一人的身高。在壠崗間之低地漂砾較小。終碛中除漂砾外还有細碎屑物質——砾石、粗砂粒、砂和粘土。

組成冰碛碎屑之大小含量的比例很不一致。有时漂砾含量占終碛的50—60%，在另一种情况下却含量极小。

終碛中之漂砾和砾石如果是由較坚硬的岩石組成，可作建筑材料及鋪路材料。这种矿床規模很大。

許多卵石、砂及砖用亚粘土矿床的生成与冰川融化时所形成的水流活动有关。这些矿床按其形成方式称为冰川-河相沉积（冰水沉积）。在上面所列举的矿产中，卵石和砂集中于蛇形丘、冰碛丘及冰碛平原或砂質平原（песчаное поле）中，而亚粘土則形成寬广的复盖带。后者是冰川沉积最后的分布面积，位于冰川补給区之最外緣。

蛇形丘为一堤状高地，有长的，也有短的，有时还带有狹窄的山脊。形状忽高忽低，弯弯曲曲，很象鉄道路基。蛇形丘长0.5至250公里，底寬由数米至400米，其高通常不超过50米，很少达80—90米。

蛇形丘由砂、卵石、砾石和漂砾組成。砂-卵石层有水平及傾斜的层理。卵石含量可达50%—60%。蛇形丘內漂砾分布不均，但大部分位于軸部。有时，在蛇形丘表面的个别部分为粘土質底碛所盖。在构成蛇形丘的卵石砾石物質中也能遇到冰碛土的透鏡体。蛇形丘中的砂、卵石和砾石是很有价值的建筑及鋪路材料。

关于蛇形丘的成因有几种假說，三角洲說、隧道說和河床說。

此为试读，需要完整PDF请访问：http://bbs.51001.com/

根据三角洲假說，在冰川后退时，冰川表面流下来的小河三角洲中沉积了卵石和砾石。随着后退冰川边緣的变动，三角洲不断地相繼增长。形成蛇形丘。

根据隧道假說，任何冰川中都有冰下隧道，前进着的冰川也包括在內。冰川水带出来的卵石、砾石在冰川下的隧道出口处开始沉积，因为隧道冲出来的水流向四方散去，失去了携带动力。如果出口被堵塞，卵石和砾石就在隧道里沉积。

河床假說認为蛇形丘是砾石、卵石、砂在冰川表面的河床中发生沉积而形成的。这种河流在衰亡的不动的冰川表面最为常見。

冰磧丘为丘陵和长丘，由层状砂及粗碎石組成，分布不規則，无次序，形状繁复，互相之間有凹地隔开。凹地中常为湖泊。冰磧丘大小不一，面积由数百至数万平方米，高为数米至100米。

冰磧丘的砂和細碎石呈水平产状，其中有薄的水平层理、傾斜层理和尖灭层理。冰磧丘的砂是很好的建筑材料。

关于冰磧丘的成因有好几种假說，很可能冰磧丘是以不同方式形成的。有时，根据冰磧丘的形状和构造特点，能很好地說明它是在死冰川（不动的冰川）表面的湖泊中形成的。在冰川底部岩石出露处，由于这种湖泊的存在能加速冰的融化。融化水从冰中冲刷出来的物質被带入这些湖泊中。最后湖泊为砂填滿，并具三角洲状傾斜层理。等到冰川的冰全部融化后，冰川湖泊沉积就造成凸起地形，即所謂冰磧丘。

构成冰磧丘的砂也可能是在另一种湖泊中沉积的，这种湖泊不是冰雪融化处的湖泊，而是当冰沿着冰川河床不平表面运动时所造成的大裂隙被融化水扩大而成的湖泊。在有冰复盖的平原地区，大部分冰磧丘可能是以这种方式形成的。

冰磧丘的砂与蛇形丘的卵石，砾石的沉积是很容易区别的，冰

地质论坛网络资料：http://bbs.3500.com/

磧丘的砂顆粒甚小，其工业用途也因之有些不同。这种砂主要用作水泥砂及建筑用砖的配料。

冰水沉积或称砂原沉积，产于冰川边緣部分，由来自冰川上或冰川下的水流把砂質物質搬运至終磧以外而成。水流穿过終磧，流至終磧前方的平原，分成細小的支流。这样就造成无数地表三角洲，其平緩的沉积錐彼此相連，形成砂原或冰积平原。

冰水沉积的厚度由1米至15—20米。靠近終磧的地方沉积厚度最大。

冰积平原是在冰川长期稳定的条件下形成的。其表面不平，被无数浅沟即原来的河床所分割。

冰水砂分选的很好，具有稜角，常由純石英組成。可用作制水泥和砖的混合物，有时可用来制玻璃。

冰川河成复盖状亚粘土的形成与大陆冰川融化时由边緣流下来的水有关，且为該水流的最后一种沉积物。它們是由淘洗的很細的粉土状淤泥質顆粒及粘土質顆粒沉积而成，这些物質是在有过冰川活动的平原上的水流沿浅沟和平坦的分水岭搬运出来的。

复盖状亚粘土是薄层状或不成层。就顏色、成分、构造和大面积分布来看，复盖状亚粘土与黄土相似。因此，它們有时称为黄土状亚粘土。复盖状亚粘土与黄土的区别在于粘性大、含碳酸盐类少、孔隙度小、有稀少砂的夾层和个别砾石杂質。复盖状亚粘土的厚度在1至12米之間，平均为3—4米。

复盖状亚粘土是制建筑用砖的良好材料。

湖相冰川沉积的分布沒有冰川和冰川河相沉积那样广泛。它們产于冰川外緣盆地的一些湖泊中，或在冰川后退时終磧壠之間。

湖相冰川沉积的最大顆粒成分为粗粒砂，中夾卵石和砾石。这种砂构成三角洲，尖端朝向冰川，沿着湖的边緣成带状分布。在

地学网络论坛网络域名：http://bbs.51001.com/

湖滨三角洲范围之外的湖底，有一些具有带状結构的砂、亚砂土和粘土的堆积。它們的結构为粗細粒物質的薄互层和微互层，它們与从冰川流入湖中的水量有季节性增減是相适应的。

湖相冰川沉积的面积有时为几平方公里，其厚度超过10—15米。这些沉积可形成良好的建筑用砂矿床和砖用粘土矿床。

大陆冰川的不同沉积物在平原上构成一些条带，它們的分布有一定的規律，由底碛而終碛，再往前經过冰积平原直到复盖状亚粘土发育区。这些条带的空間分布由大陆冰川边緣的位置而定。

但是，应該說，上述冰川沉积和与其有关的矿产的分布情况只是原則上完全正确的，是理想的。例如，我們都知道，在冰区边緣的某些地方沒有終碛，冰积平原与冰直接接触。在另外一些地方則沒有冰积平原。在其他地方沒有复盖状亚粘土。这一切都取决于該地区是否有形成适当沉积物所必需的綜合条件。例如，大陆冰川的边緣靠海的地方不会形成复盖状亚粘土，因为被融化水从冰川带来的淤泥物質和粘土物質堆积于海底了。

談到有关冰川矿床的空間分布規律时，总应考虑下列一些情况：（1）大陆冰川作用的多次性和作用的强弱；（2）冰川边緣在冰川期后从其最大推进区向补給区后退的情况。冰川向已遭受冰川作用地区的重新推进，在某些情况下使較老冰川所形成的矿床完全遭受破坏。在冰川后退时，使具有某种矿产的冰川外部沉积物，重叠于含有另一种矿产的冰川内部沉积物之上。例如，当冰川边緣向补給区后退时，在該边緣形成的蛇形丘和冰积丘即堆积于底碛层上，而在某些情况下堆积于前次冰川停止后退时所形成的終碛层上。

山区冰川成外生矿产的形成与平原区的有些区别。

山区冰川几乎沒有底碛。只在冰川槽的凹处形成少許。这种凹地不可能很深，因冰川有普遍剷平的作用。山区冰川底碛的成分

主要为岩块和漂砾。自然，平原冰川底碛的典型矿床如砖用粘土矿床，在山区冰川底碛中是沒有的。

山区冰川的終碛主要为岩块和磨圓度不好的粗粒岩石碎屑。所謂冰川粉的砂及粉土的含量則較少。因此，山区冰川終碛为粗碎屑物質的巨大的堆积体，这些物質首先可作毛石。此类矿床的工业价值不高，因为在山区毛石到处皆是，可任意采取。

山区冰川发育的地区很少見到冰川外的沉积。这是因为冰川从山上携带来的全部細碎屑物質在冰舌尖端都被冰底急流带走，并且带至較大的河流中。仅当冰川显著后退时，在冰川作用較强烈的各阶段所形成之終碛上的湖泊中，有砂-粘土沉积物堆积。这里可形成一些小的砂和卵石矿床，以及可作为建筑砖用的綿状粘土。

发源于冰川的河流从高山流至平原时，其河谷中的砾石沉积不象冰川沉积，而更接近于河床沉积。并且它們通常分布在寒湿气候带范围之外。

溫和潮湿气候带內外生非金屬矿产的形成

溫和潮湿气候带在地表所占的面积极大。这是因为中等溫度带的寬度很大，同时，不仅在降雨和气旋有关的地方有正湿度差，即在那些由季节风带来雨水的地方，也有正湿度差，故此带有极大的面积。

溫和潮湿气候带的溫度条件与相邻气候带相比，对于物理风化較为不利。植物复盖和风化产物被植物及水份所固定使溫度变化減弱，因而外力因素对組成地表岩石的物理作用也随之減弱。

在坚硬岩石組成的山区和松散沉积物組成的平原，物理风化残积矿床的形成方式是不一致的。

在山区由于溫度的变化及裂隙中冻結水的膨胀，各种岩石崩裂成大小不一的岩块及碎石。經过物理风化作用，粗粒結晶岩石变为粗砂粒，砂岩則变为砂。

地质图论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

疏松岩石的残积层厚度平均为1—2米。在很少情况下，比这还厚。

粗粒和中粒碎屑物質通常作鋪路之用。砂通常用作水泥或作制造建筑用砖的配料。

在由疏松的砂質粘土質岩石构成的波状起伏的平原上，若长期处于大陆条件下，常有残积砾石矿床形成。这种矿床是由含有零星分布的砾石或砾石透鏡体的沉积层在长期破坏过程中产生的。由于风化及地表水把細粒土帶走，在平緩的分水岭上就有砾石和卵石堆积下来，它們是原来沉积层被侵蝕后的残余。残积砾石层的厚度达3—4米，可作很好的筑路材料。

平原的某些地段，在适宜的地質构造条件下，能形成建筑砂、甚至玻璃砂矿床，这是由具有一定成分的砂岩破坏后形成的。很多地区有粗砂粒碎石矿床。

溫和潮湿气候帶在炎热季节的溫度可以促使矿物及有机物質进行化学分解，并有利于植物生长。所有这些都有利于化学风化残积矿床及淋濾矿床的形成。

正湿度差保証大气降水不断地滲透到与大气圈直接接触的地壳最上层。大气降水总是有些分解的。所以不断滲透的水份，在地壳最上层造成酸性反应。植物残骸分解时所形成的水解有机酸使滲透水的酸性反应加剧。

地壳中大多数岩石都具矽酸盐类成分。所以需要簡单地談談溫和潮湿气候帶內滲透水作用下矽酸盐类的分解作用。

在富含有机酸的大气降水影响下，矽酸盐类进行分解，开始时少量矽酸盐类变为溶液。液化的矽酸盐分解时，析出游离离子，这些离子强烈地破坏着矽酸盐，以加剧其化学风化。此时矽酸盐的某些組份也开始溶解。

碱金屬及碱土金屬即Na、K、Ca及Mg屬于矽酸盐之易溶部分。它們形成碳酸化合物，呈分子溶液。很明显，在經常湿潤的

地质网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

条件下，这些含有上述元素的盐类的分子溶液，将会迅速地从其形成地点——地壳較薄之表层跑走。

矽酸盐分解时，除碱金屬及碱土金屬化合物的分子溶液外，同时还形成矽酸及氧化鋁的分子溶液。这两种化合物的分子溶液常常轉变为胶体溶液。在氧化鋁溶液中这种作用进行的十分迅速。因此，它們只部分地从原地被水带走。但是，矽酸分子溶液最后也轉变为胶体状态。

氧化鋁的胶体溶液（$Al_2O_3 \cdot mH_2O$）带正电荷，与和它在一起的氧化鉄（$Fe_2O_3 \cdot pH_2O$）相同。矽酸的胶体溶液（$SiO_2 \cdot nH_2O$）带負电荷，称为胶体粘土之SiO_2及Al_2O_3溶胶混合物，当SiO_2溶胶过飽和时也带負电荷。带正負电荷之胶体溶液在一起可互相聚沉，如果这两种溶液的量大致相等。聚沉作用在氢离子浓度pH＝4.5—5.2时进行。这种作用的結果，按遭受风化的岩石成分的不同，形成高岭石、水鋁英石、多水高岭石及其他粘土矿物。

溫和潮湿气候带內在滲透水中含有强有机酸——克連酸及阿朴克連酸的条件下，矽酸盐类进行溶解。这些酸使地壳上部产生偏高的氢离子浓度pH，超过使氧化鋁及二氧化矽的胶体溶液发生互相聚沉的pH值。在这种化学环境中，上述两种胶体溶液是活动的，因而从最表层被带走，并且向下移动。

由此得出，所有表层的矽酸盐类迟早是要溶解和被带走的。就是氧化鉄的胶体溶液也从表层被带走，而碱金屬及碱土金屬化合物則更不用說了，留在最表层的只有那些不易溶解的如純石英等。

这样，在溫和潮湿气候条件下，多矿物砂在近地表处变成純石英砂，后者可作为玻璃原料。

这种砂屬于化学风化残积矿床，其缺点是純石英砂层的厚度过小，通常不超过1米。

溫和潮湿气候条件下的化学风化产物富含氧化鋁，因为矽

地信网公众网络域名：http://dbs.3001.com/

酸已从其中带出。此种情况是由于矽酸分子溶液过渡为胶体比氧化鋁分子溶液过渡为胶体較为緩慢所造成的。关于这点在前面已提到了。在这种条件下，由带电不同的矽酸和氧化鋁的胶体溶液相互聚沉而形成的残积粘土，其氧化鋁的含量較富。

这样形成的粘土含有大量氧化鉄，也含有受风化岩石中的不分解矿物，其中包括石英。粘土层厚度不大，不超过2—5米。这种粘土只可作建筑砖用原料，同时只能用土法开采，因为矿体厚度小，結构不均匀，不可能用机械进行开采。

残积粘土是形成沉积粘土矿床的原始物質，这种矿床具有很大的实际意义。

溫和潮湿气候带的面积很大，所跨緯度范围很宽，包括具有不同的大气环流、地質构造及各种地形的地区。很明显，本带内自然地理条件的多样性，在残积粘土矿床上亦能反映出来。在低緯季风气候带这些矿床的規模特别大。因为这里有大量有机酸侵入风化岩石，化学风化作用最剧烈，使鉄从粘土質风化产物中大量地带出。

在溫和潮湿气候条件下，透水性不好的沉积粘土質岩石經化学风化后不可能形成矿产，其变化通常只表現为与鉄化物被带走有关的輕微退色作用而已。

在此种气候环境下当含磷石灰質岩层經化学风化后，可能形成残积磷矿床。其形成决定于这种情况，即含碳酸和少量有机酸的水，溶解CaO比溶解P_2O_5要快得多。經这种水长期作用的結果，在磷酸盐化的灰岩表面形成磷灰岩薄层，其厚度变化很大，由零米到几米。这一薄层不仅由与砂岩极相象的磷块岩組成，同时也由含大量磷的灰岩組成。这种富集作用是因碳酸鈣被磷酸鈣交替而产生的。通常，它是极不均匀的。

在溫和潮湿气候带内因地表过于潮湿和地表水的不断渗透，由溶解度低的化合物可形成淋濾矿床。因渗透作用而成的具工业

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

意义的非金属矿产可能有：菱镁矿、磷灰岩和致密砂岩。

如果富含碳酸的地表水在蛇纹岩中循环，可能形成各种呈矿株状、脉状、細脉状和不規則状的菱镁矿矿体。这些含碳酸的水，淋濾蛇纹岩中的鎂，使其在蛇纹岩破碎裂隙和空洞中沉淀为碳酸鎂（即菱镁矿）。当蛇纹岩岩体規模很大时，以此种方式形成的菱镁矿，虽然常成为一个个不大的堆积体，但可能有巨大的储量。

假如流經磷酸盐化灰岩的渗透水含有大量有机酸时，那末这些水不是更强烈地溶解氧化鈣，而是溶解五氧化二磷。富含磷的溶液，向下渗透时形成淋濾磷块岩矿床，其特点为磷块岩通常产于裂隙和卡斯特溶洞中。淋濾矿床中磷块岩体的形状不規則，常是畸形怪状的。

淋濾磷块岩矿床有时在高地沼泽中形成，因为这些沼泽中有极大量有机酸进入下伏岩层。

显而易見，溫和潮湿气候带的最热地区对形成淋濾磷块岩矿床是最有利的。这里的植物更为茂盛，其分解作用也更强烈，因而可产生更多的有机酸。

常常被称为石英岩的致密砂岩是含有矽酸的水在鈣質和泥質胶結的具孔隙的砂岩中渗透时形成的。有时渗透水不含矽酸，而含氧化鉄。渗透作用促使原来的胶結物为矽質或鉄質胶結物所代替。以此种形成的致密砂岩通常极致密坚硬。其胶結作用常常是不均匀的，以致矿产的質量降低。

上述淋濾矿床的概略叙述表明这些矿床与地質結构有直接关系，首先是与溫湿气候带中这些矿床所在地段的岩石成分有关。

在溫和潮湿气候带內，不同地段的坡积作用有不同的条件及强度。平原地区，植物发育，坡积作用十分緩慢。在沒有植物复盖的地区其作用要强烈得多。在山区，产生坡积作用的条件也要有利些。因这里植物及溼度都不能阻碍粗碎屑沿陡坡向下移动。

地质网论坛论坛：http://bbs.dzsq01.com/

在平緩的平原不能形成坡积层，因为最小顆粒的移动也需要有坡度为3度以上的斜坡。

近代溫和潮湿气候带的波浪平原为稠密的草类植物所复盖，松散的风化产物为植物根所固結。因此，这里也沒有坡积层。

如果沒有植物，那末坡积层的形成条件就很有利，因为大量的雨水及雪水促使风化产物在重力影响下沿斜坡向下移动。例如，当大陆冰川迅速后退时，其底部沒有植物，便构成这种有利环境。在此种情况下，在分水岭的斜坡上可形成坡积层，斜坡上部的顆粒較粗，下部較細。

坡积的成分取决于組成斜坡的岩石的性質。在平原主要为粘土質坡积物。

在山区由于斜坡的斜度較大，碎屑物質向下移动，与其說是由于雨水及雪水的作用，还不如說是受重力的影响。所以有时說，在山区不仅有坡积，而且还有崩流沉积。崩流沉积是岩堆及山崩的堆积，它們向山脚移动不是受水的影响。

在陡坡上常常有石河，它是沿斜坡呈带状分布的大岩块的堆积。在山脚悬崖的許多地方能見到大小达0.5立方米的碎块組成的岩堆。这些碎块通常可作毛石用。

在每个山坡的下部都能見到細碎石的堆积。如果形成碎石的岩石有足够的坚硬性，那么碎石可用作鋪路材料。

大量的降雨导使暫时水流的形成，而洪积矿床与之有关。在山区地形及季风雨的条件下，对这种矿床的形成尤为有利。虽然植物复盖阻碍着洪积作用的发展，但是洪积沉积仍然很普遍。

在平原区洪积沉积形成平緩的但又完全明显的冲积錐，分布于伸入河谷的冲沟口。如果冲沟經过坚硬岩石，这种冲积錐通常由不渾圓的或渾圓度較差的，未分选的或分选較差的碎屑組成。沉积岩被侵蝕时，在冲沟口可形成砂質及砂-粘土質的冲积錐。

冲积錐沉积若为砂-粘土質成分时，在某些情况下可用作建筑

砖。但是，总的来說，平原的洪积沉积不易成为大規模的有价值的非金属矿床。

在山区洪积錐的分布很广，特别是在中高山区。这里在每一条較大的河谷中均有冲积錐的形成，它們沿河谷的两侧联成一串，因为河谷两侧常被較小的横向河谷所切。在山麓冲积錐常有十分广泛的分布。砖用亚粘土矿床常常在山麓巨大冲积錐的外部。

在温和潮湿气候带，河相沉积及与其有关的矿床分布十分广泛。也不可能不是这样，因为这一带是大小河流的王国。

在平原，河相沉积的空間位置与河流的阶地有关。

平原河流阶地几乎到处都具双层构造，下部为河床沉积組成，上部——由河漫滩沉积組成，并夹有个别牛軛湖湖-河相沉积的凸鏡体。

平原地区阶地的多少取决于升降运动及波浪运动的性質和特点。

不同年代的阶地分布在不同的标高上，但其构造到处都是双层的。

河床沉积物为砂、卵石和砾石。河漫滩沉积主要是粘土物質。河漫滩沉积复盖于古河床沉积之上（新河床区除外），因此，河漫滩相制砖粘土矿床比河床相砂、卵石及砾石矿床有較广泛的分布。

与河相沉积有关的矿床的結构及其矿产的性質取决于河流所流地区的地形、岩石成分及气候。

例如，当河流冲刷結晶岩时，形成質量較好的卵石及砾石矿床。

当河流洪水期水位升高很大，而且其持續时期較长时，在河漫滩所形成的制砖粘土矿床最有价值。

低洼及平緩平原的主要河流沉积为粘土及淤泥，而丘陵地区

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

的河相沉积含有大量砂、卵石等矿床。

在平緩低洼的平原河漫滩沉积中，有許多牛軛湖沉积，为暗色粘土，含大量有机残骸，有时为莎草及蒿草成分的低地泥炭。在古老的牛軛湖沉积中，含有由于低地泥炭炭化而形成的煤透鏡体。

在山区的溫和潮湿气候带，河相沉积的成分則与以上有些不同。如果为高山地形且河谷呈V形断面，那么河床沒有什么沉积。在很少的情况下这里能见到由漂砾及粗砾石所組成的砂咀。可是，高山区的河流流到山前时，由于活力消失，很快地沉积所搬运的粗碎屑物質。这样就形成具有許多有价值的卵石砾石矿床的山前冲积平原。

在中高山及低山地形的河谷中有河床沉积，而且还有河漫滩沉积。这里河床沉积由砾石組成，并含少量漂砾。河漫滩沉积主要为砂及粘土質砂，粘土很少。因此，在中山及低山区的河流沉积中有大量卵石及砂矿床。制砖粘土矿床較少，其規模也不大。

在溫和潮湿气候带的山区河相沉积中，在基岩成分适当的条件下，常形成砂矿。它們是各种岩石和矿物碎屑的堆积体，形成冲积层，其中含有可作为矿产的有价值的矿物。

从砂矿开采出的非金属矿产有金刚石、刚玉、石榴石等。

砂矿主要与河床沉积有关。通常較富的砂矿多在小河沉积中。因大河可搬运大量的碎屑物質，故其矿产顆粒的百分含量极小。

溫和潮湿气候带的湖相沉积是各种各样的。通常发生在山区的大而深的构造湖沉积与平原区小而浅的湖泊（这种湖由侵蝕、冰川刨刮、潛蝕及其他与外力有关的作用而成）沉积不同。

大的构造湖湖岸常有巨大的砂和卵石矿床，它們是由击岸浪的作用而形成的。在山区湖岸，这种矿床尤其丰富。

山区湖沿岸地带有砂及卵石沉积，而在某些情况下还有砾

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

石。大湖内部通常沉积有粘土質砂和灰色粘土。

总是有許多河流流入构造盆地的大湖泊中。在其三角洲中形成湖相河相的混合沉积物，呈砂及粘土互层。在許多情况下，这些沉积层中有泥質透鏡体。在古老三角洲沉积中泥炭变成为不同炭化程度的煤。

溫和潮湿气候带平原湖泊具有不同的地形及构造条件。

在若干地区，在通常与陆台的陆背斜及褶皺带的边緣凹陷相吻合的平原的隆起部分可遇到湖泊，在这种情况下，湖泊盆地的形成通常与某种特殊条件有关。例如，俄罗斯平原的隆起部分的湖泊就是冰川及喀斯特成因的盆地。显然，在这种情况下，湖相沉积物沉积的地方是稳定的，也就是說，在湖盆地形成的初期有湖相沉积，且不超出其范围之外。待湖泊漸漸为沉积物充填，就变成沼泽。

如果湖泊分布在緩慢下降的陆向斜或山間盆地范围內，那么情况就完全不同了。在这种条件下，原有的浅湖盆地很快为沉积物所充填，变成低地沼泽。以后，在这种平緩的下降平原地区，就被沉积物所滿布，其上蜿蜒着平靜而多水的河流。平原长期下降的結果，在其中就形成巨厚的湖沼沉积和部分河相沉积。

在溫和潮湿气候带的平原湖泊內，各种沉积物的分布有一定的規律性。

在湖泊的边緣部分，当沉积物开始充填湖盆地时沉积有砂及粘土質砂。如果湖岸为坚硬岩石組成，且坡度較陡，那么在湖滨沉积中有礫石。有时，礫石是河流带入湖中的。

湖的內部有粘土物質沉积。靠近湖岸处有粉砂粘土沉积，在湖盆地最深处变为純粘土。

在某些湖岸地带地表水入湖处或在湖底地下水出露处有氧化鉄沉积，为褐鉄矿。

褐鉄矿构成不同形状的結核。其形成是由于物理化学作用和

地信网论坛网络站 http://bbs.3s001.com/

生物化学作用的結果。在一种情况下，当鉄質溶液的酸度由于同湖里的淡水相混而降低时，就有氧化鉄析出。在另种情况下，細菌、菌类和低級水藻使低价重碳酸鉄分解，沉积出不溶解的氢氧化物。

湖底沉积的褐鉄矿可用来制造赭石和鉄丹，也可以在化学工业上用作煤气清洗剂。

湖底位置較为稳定，即不发生升降运动时，充填于湖盆地的沉积物的成分可逐漸发生变化。这种变化表現为粗粒碎屑沉积物向上变为細粒沉积物，在湖心粘土变为腐植土沉积，湖岸地带砂变为粘土沉积。湖水更浅的地方生长出莎草、蘆葦、莞屬，并变为低地沼泽，其中有泥炭堆积。湖盆地的发展旋迴到此为止。

上面談到的湖泊逐漸变为沼泽的演变过程，实际上只是极复杂的过程的一个概貌。由于温和潮湿气候带范围广闊，自然条件复杂，因而，在不同地区，湖泊的发展情况也有很大区别。

不仅湖泊发展情况不同。在許多情况下，其成分相近的沉积物形成时也常有其本身的特点，这些特点影响沉积矿产的某些性質。

显然，在不同湖盆地中堆积的湖相砂和粘土的成分是不同的。

从周围陆地上带入湖中的粘土和砂的性質取决于陆地岩性和陆地上风化作用进行的情况。假如說，湖位于温和潮湿气候带的季风区，周围是富含长石的結晶岩石，那么湖相粘土将富含高岭石，使粘土塑性增加，耐火性提高，这些都能提高粘土矿产的价值。这种粘土可用来制造耐火砖、瓷器和用于陶业生产等。含高岭石少而又含砂的粘土可用以制造建筑用的砖瓦。

在富含有机物質的粘土中，常形成黄鉄矿結核和白鉄矿結核。因为有机物残骸在沒有空气的情形下分解时，就造成还原环境。形成硫化物所必需的鉄是从粘土中来的，而硫則来自各种有

地信网论坛网络域名：http://bbs.3501.com/

机物残骸，后者是在粘土形成时带进入的。

湖相砂可以是純石英砂、长石砂或多矿物砂，这是由湖周围供給湖以碎屑的岩石性質来决定的。有些湖相砂用于玻璃生产，也有些用作建筑材料。古湖相沉积在成岩作用中所形成砂岩的性質，决定于砂的性質。

富含有机物質的砂，常形成黃鉄矿及白鉄矿結核。有时黃鉄矿和白鉄矿为砂层的胶結物。

湖相腐泥質沉积是多种多样的。

在高緯区溫帶最冷地段的很多湖泊中，有矽藻腐泥和矽藻土沉积。有时由90%的矽藻薄壳組成的矽藻土层，在某些湖泊中厚达10米。

在石灰岩发育区的小湖中，有灰質腐泥沉积。其有机成分由藍綠藻残骸組成，而矿物部分則由鈣質顆粒組成，鈣質顆粒系由地表水和地下水帶入湖中的重碳酸鈣溶液所析出的。在灰質腐泥中通常含二氧化矽和氢氧化鉄。灰質腐泥压实后，則变为湖相或沼泽相泥灰岩。这种泥灰岩矿床有时可进行开采，以作建筑用石灰和作灰化土施肥用的石灰粉。

原始动物的尸体、停止发育的水藻和高等植物的碎屑等有机残骸，受細菌作用而进行分解，可形成两种植物腐泥：細粒的和粗粒的。在植物腐泥中，有机物含量大大超过矿物含量，其灰份約为10—20%。粗粒腐泥与細粒腐泥不同之处，是它所含未分解的高等植物残骸比細粒的多得多。湖相沉积物經成岩作用，細粒和粗粒腐泥相应地变为腐泥煤（或腐泥岩）和腐植腐泥煤。

若植物腐泥中矿物質含量超过有机質，則形成高遲青粘土，經过成岩作用就变为油頁岩。油頁岩灰份通常在60%以上。

泥炭的堆积作用为湖泊从其形成到变为泥沼的整个发展旋廻的結束。大家知道，有各种低地沼泽：如活水的、半活水的、死水的、森林的等等。所有沼泽，在一定的时期內，腐植質物質（泥

炭）的发育和堆积較之腐泥物質（腐泥）的堆积占优势。在某些情况下，在沼泽一定的深处，泥炭及腐泥可同时堆积。

高級植物残骸的堆积需要有水复盖。以使植物残骸与空气里的氧隔絕，而防止其分解。

植物残骸堆积的方法有两种——原地的及异地的。

原地堆积即植物在生长所在地进行沉积，因而在泥炭植物物質中，矿物質含量較少。

异地沉积为被水流带来的植物残骸的堆积，与有机物質一同沉积的有大量矿物杂質——粘土及砂。

显然，异地沉积的泥炭具有偏高的灰份。因此，在古代地質时期由原地泥沼所形成的古代煤含灰份較少，而异地沉积的煤，則灰份較多。

泥沼田埋藏至深处后，有机物質在隔絕空气的条件下分解，因此在成煤层中很快就形成强还原环境，这里可形成黃鉄矿和白鉄矿的結核及这些矿物按树木而成的假象。有时硫化物占煤层物質的30—40%，达此含量即具工业价值。

如果湖盆地內沉积物的充填作用，是在与地壳升降运动有关的緩慢下降的平原条件下进行，那么在不同成分的岩层中所包括的泥炭层的厚度，就要增大。

不均匀的、不連續的升降运动，可在湖沼相的沉积剖面上反映出来。

上升可以中断沉积作用。因此在相应的湖盆地发展旋廻的岩层組中，可能沒有泥炭。

剧烈的下降使泥沼田的表面变成湖底，結果湖泊的发展旋廻重新开始。新湖的形状与前一时期的水盆地可能有显著的区别，古水盆地內的沉积物埋沒于現在湖底以下。新的河流沿着新的平原表面流动。但是，如果湖泊及沼泽所在地区的气候沒有显著变化以及地形沒有剧烈变化的話，其总的沉积过程是不变的。

地信网论坛结构组 http://bbs.3s001.com/

按上述方式可以形成相当厚的并含有大小泥炭透鏡体的湖-沼沉积层及河相沉积层。这种岩层称为远海含煤层，是不够准确的，因为其中的植物残骸层和层状体是經过复杂的生物化学作用逐漸变成煤的。

在溫和潮湿气候带条件下形成的远海含煤层中，除了煤及腐泥岩外，还有各种粘土矿床（其中包括耐火粘土）、砂、砂岩、湖相泥灰岩、矽藻土、矿物顏料、鉄矿（褐鉄矿結核）以及黃鉄矿等。黃鉄矿在某些煤层中含量很大，有时是为了黃鉄矿而开采这些煤层。

在溫和潮湿气候带对形成地下水沉积矿床有良好的条件。这种矿床在地下水尤其是壤中水长期出露的地方形成。

由于溫和潮湿气候带的地表及土壤中有大量正在分解的植物残骸，因此这里向地壳内部滲透的地表水含有大量碳酸。結果地壳中的鈣及鉄将变成可溶解的化合物——重碳酸盐。

若为重碳酸鉄或鈣所飽和的地下水出露于地表时，重碳酸盐在空气中氧的作用下进行分解，这时根据水的性質不同（含鉄的或鈣的）沉淀出呈赭石（$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$）的褐鉄矿或石灰华（$CaCO_3$）。

如果赭石或石灰华的沉积面积較大，那么可以进行开采。赭石通常用作顏料，而石灰华可作烧石灰或磨成石灰粉作肥料。

溫和干燥气候带内外生非金屬矿产的形成

溫干气候带的溫度比溫湿气候带高。昼夜及季节間溫度变化較为剧烈。溫度条件促进着物理风化作用。虽然如此，物理风化并不特别强烈，因为水流作用較弱，风化产物不能全部带出。

溫度高有利于化学反应。但是水份不足使化学破坏变慢。总的来說，这里的化学风化是次于相邻的溫湿气候带的。由于气候干燥，土壤及其下伏基岩很少受到浸潤，地下水或呈中性反应，或呈碱性反应。地下水在地壳表层的运动較弱，不能将鈣及鎂带

出，而在本带的南部甚至鈾也不能带出。地下水也不能移动鉄、鋁及矽。

溫干气候带的植物不甚发育。所以它的分解和沉积对于矿产的形成沒有重大作用。

总的来說，本带的自然地理特征有利于沉积非金屬矿产的形成。

这里易于形成坡积及洪积矿产，因为本带水份不足，植物稀少，不能固定高地斜坡上的风化产物。

溫干气候带的河流不多，但在平原它們却能发生很大洪水，造成寬广的河漫滩。所以在干燥的平原上河相沉积分布极广。在山区則河相沉积較少，但是当河流流至山前时，往往形成較大的陆地三角洲。

溫干气候带南部的平原地区湖泊分布很广，这里降雨量减小，而蒸发量剧烈增加。除了湖泊外，可見到沼泽，通常为盐沼地。

本带南部边緣的許多地方有风成沉积。

北半球平原地区的溫干气候带可分成两个亚带——北亚带及南亚带。其区别是，南亚带比北亚带要干燥。因此，南亚带的土壤层及壤中水具有較大的盐渍度。这里带內河較少，其面积也不大。有大量的湖泊及盐沼地。

在溫干气候带，物理风化残积矿床主要在有坚硬岩石出露的地方形成。这些矿床的矿产乃是带棱角的岩块、碎石及粗砂粒的堆积。受风化的岩石物理性質（主要是节理）决定着风化产物中大小碎屑物質的多寡。残积风化产物的厚度，通常不超过2—3米。

有工业价值的化学风化残积矿床形成极少。

在易溶解的盐层出露于地表，并且气候很干燥时，可形成淋濾矿床。这样的条件比較少見，它仅出現在含有盐岩层及盐丘构

造的边缘陆向斜的某些沙漠草原地带。

苏联的英迭尔硼酸盐矿床可作为淋滤矿床的例子。此矿床由英迭尔盐丘的石膏中的許多硼酸盐透鏡体組成。

英迭尔硼酸盐矿床存在于石膏溶解后所形成的空洞中，由含硼矿物沉积而成。大气渗透水将盐丘中含盐岩层上部的硼带走（該处水方硼石呈浸染状分布在鉀盐层中），在石膏空洞中发生交換反应，結果使硼沉积。

在波浪起伏的平原，分水岭斜坡較陡，坡度在3—4°以上，这里的坡积层主要为亚粘土。斜坡上部的亚粘土含有带棱角的大小不均的基岩碎屑。愈向下亚粘土中粘土質的物質就愈多，同时也愈均質。

气候愈干燥，坡积沉积中粉土物質的含量也愈大。所以溫干气候带的許多坡积亚粘土是黃土状的。在南部，在本带最干燥的边緣部分亚粘土可过渡为坡积黃土。

坡积亚粘土广泛地用作制建筑砖用。在长斜坡的山脚其厚度可达10—15米。如果亚粘土中含有石灰岩碎石，那么它会降低它作为制砖原料的質量。

山区在溫干气候条件下所形成的坡积层主要为粗粒碎屑物質，且碎屑大小直接受斜坡陡度的影响。总的来說，山区中坡积物主要是碎石，可用作鋪路材料。此外，在岩浆岩发育并有接触交代成矿及浸染状矿床的山区，可有砂矿床形成。

在山麓处，地势較低，坡度較緩，坡积沉积（本带南部）坡积黃土組成，并夾有碎石透鏡体。在此坡积层中的个别层可以用来制造建筑用砖。

高地山脚洪积矿产分布极广。这里从山里流到平原去的暫时水流分为无数支流，沉积下碎屑物質，并有一定的分选性。寬广而平坦的冲积錐就是这样形成的，錐形之底朝向平原。

冲积錐的大小取决于水流从山谷带至平原的碎屑物質的多

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

寨。暫时水流造成的冲积錐，可长达数十米到1—2公里，甚至更长。

如果山谷中有长年河流，流出山谷时造成細小支流，呈寬濶的扇状分布。这种支流可分散和消失于其本身的沉积物中，造成特别大的冲积錐。这时可以說在山麓下形成了陆地三角洲。陆地三角洲长可达数十公里，沉积厚度达200至300米。溫干气候带中的山系周围，通常为連續的洪积带所环繞，洪积带是許多陆地三角洲边緣相連而成的。

被暫时水流带进山前平原的碎屑物質分选性很差。在冲积錐頂部仍有大块岩块和碎石，在冲积錐底部集中有粘土、亚粘土和粘土質砂。

冲积錐中的粘土和黃土状亚粘土可制建筑用砖。

陆地三角洲的頂部沉积的砾石渾圓度較差，并夾有漂砾和砂。順流向下为选择得較差的砂，在陆地三角洲尾部形成有細砂层、黃土状亚粘土层和粘土层。

陆地三角洲中部之砂以及下部之粘土和亚粘土可以用作建筑材料：砂可用于混凝土工程和泥浆中，粘土和亚粘土用于制砖。有时，砖用亚粘土由于含有易溶盐类的杂質而降低質量。

溫干气候带山区中的暫时水流变化很大，这与降雨量有关。因此，在冲积錐的剖面中細碎屑透鏡体和粗碎屑透鏡体总是相交替的。下暴雨时，暫时水流变成泥石急流，把大量夾有大小岩石碎块甚至重25吨的岩块的泥砂带入平原。泥石急流带来的完全未分选的碎屑物質通常不能当作矿产来使用。

在平原上暫时水流的冲积錐都很小，主要由粘土物質組成。洪积沉积有时可用以制砖。

溫干气候带平原上的河流春季洪水很大。在夏季，有些河流几乎干涸，变成一串湖泊——河的残余。在这一气候带最干燥的南半部这种現象最为常見。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

平原河流的沉积具有一般的双层构造。这里与河床沉积物有关的主要是砂的矿床，在少数場合下有卵石矿床。卵石矿床是在河流流經結晶岩石地区时形成的。

在草原河流的河漫滩沉积中，常含儲量很大的砖用粘土。在常見的高河流阶地上，也有这种矿床。本带北部的河漫滩粘土，質量較好。本带南部的河漫滩沉积物有时受到鈉化物的盐渍化。强烈盐渍化的粘土和亚粘土不能用于制建筑砖。

溫干气候带山区河流沉积的成分及矿产主要取决于山系的地質构造和地形。

在阿尔卑斯式高山区的河谷中，只有較小的大碎石堆积体。在中高山及低山区河流沉积具双层构造。与平原河流沉积的差别在于含有坚硬結晶岩組成的河床卵石矿床。这种矿床是混凝土工程的良好材料。还可获取鉄道路基用的良好路渣，以及作为較好的鋪路用石。

在山系中于适宜的地質結构下，可有河相沉积的砂矿。

溫干气候带的平原地段有很多湖相矿产。它們集中于近代湖盆地和古湖盆地中。湖盆地的成因可以是各种各样的：或者为地壳某些部分沿构造断裂下降而成，或者为盐丘构造鞍部被溶解而成。

通常，大量湖泊集中在本带最干燥的南部，因为这里由于蒸发量剧烈增加及地表水和潛水的补給不足，河流十分容易干涸。溫干气候带南部的带内河常常形成寬广的盐沼地。本带北部在許多地方也有湖泊。

本带湖泊常常是无口的。其水位变化很显著，湖盆地中的水量也有很大的变化。湖的水位均衡取决于降入湖盆地中的雨量与滲透水和蒸发量的比例。在潮湿季节湖水水位升高，而在干燥季节則下降。

无口湖决定了不能将本带大面积上的盐类带至海洋。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

温干气候带具负湿度差，因而地表水及地下水中的含盐量增高。湖泊以不断地从补給水中取得盐份，迟早使湖水变咸，形成天然盐水。

在大陆湖泊中天然盐水的成分首先取决于湖盆地岩石的成分，因为带至湖中的盐是由組成这些岩石的矿物經化学分解后形成的。例如在湖盆地中有海相盐渍粘土时，湖水中显然会很快地沉淀氯化鈉。許多盐湖是由以前形成的盐矿体受地表水及地下水的浸濆而取得盐份的。在某些情况下，証明湖泊的盐份是受岩浆岩风化时所供給的。在若干地区大陆湖泊的盐份，部分地是风带来的盐尘或盐水滴。

飞盐沼地、干涸盐湖和海水都可成为被风搬运的盐源。当风在海上吹动时将波峯的盐水吹散，使其变成水尘，此时海水中的盐可进入空气中。

根据克拉克的計算，与固态及液态大气降水一起落到地表的易溶盐量，一年內每平方公里为2—20吨。这些盐份部分地补給湖泊。大湖泊的面积很大，这些盐份可剧烈地提高湖水的含盐度。

大陆盐湖底的盐份是从天然盐水中沉淀出来的。当大量蒸发或天然盐水强烈冷却时，盐就进行結晶。因此，无論冬天或夏天在盐湖底部均有新盐沉出。

当然，天然盐水的浓度減小或其溫度增加时，湖底的盐类进行溶解。但是，盐类从来不可能全部溶解，因为河流、暫时水流及地下水不断地将盐份带入湖中。不全部溶解的結果，在湖底每年都留下薄层的残积盐层，年久就可积成厚达数米的盐层。如果湖盆地的水量增多，那么河流可将許多砂及粘土带入湖中，将盐层复盖。以后水量降低时，盐又开始沉积，如此反复进行，就形成层状盐层。

如果地区发生构造下降，并且下降又不使含盐沉积堆积地区

充滿大量水的話，含盐地层及其中的盐透鏡体可达很大厚度。

在盐湖沉积中盐的成分首先取决于湖泊的补給水所携带的盐的成分。此外，天然盐溶液的变質作用对結晶盐的成分也起很大作用。

变質作用乃是地表水及地下水将盐溶液带入湖中以后所起的化学成分上的强烈变化。这些变化的产生是由于：（1）湖水、天然盐水及流入湖中的新盐溶液之間所发生的化学反应；（2）天然盐水与复盖在湖底的鋁矽酸盐淤泥所发生离子的交換；（3）生物化学作用等原因所引起的。H.C. 庫尔納科夫及其同事曾对这些作用进行了詳細研究。

在富含氯化物的陆相湖泊中，与地表水及地下水一起进入湖中的重碳酸鈣和硫酸鎂发生反应。結果沉淀出白云石及石膏，而在溶液中留下氯化鈉，以后在蒸发过程中呈石盐沉淀。

与此同时天然盐水与湖底的淤泥进行离子交換。在淤泥吸收鈣离子及少量鈉离子时，其中的鈣离子及部分鎂离子进入溶液。鈣与天然盐水中的 SO_4^{2-} 离子相遇沉淀出石膏。結果天然盐水变得更純净，只留下氯化鈉，沉淀成石盐。

在富含硫酸盐的陆相湖泊中，天然盐水及其中所沉淀出的盐类成分的变化与前者有些不同。在硫酸盐湖的天然盐水中含鈉、鎂和鈣的硫酸盐及鈉和鎂的氯化物。

在一定的溫度下各种盐份之間可取得平衡。待溫度有变化，平衡即被破坏，在沉淀物的成分上也发生变化。在 $MgSO_4 + NaCl \rightleftarrows MgCl_2 + Na_2SO_4$ 的交換反应中，溫度降低后沉淀出 $NaSO_4 \cdot 10H_2O$ 即芒硝。溫度增加时芒硝即行溶解，溶液有足够浓度时可沉淀出 NaCl，即为石盐。因此，在同一湖泊中在不同季节天然盐水有不同的成分，从天然盐水中冬天沉淀出芒硝，夏天沉淀出石盐。

在若干地方的盐湖中有苏打沉淀。关于苏打的形成有不同的

意見，大概苏打湖的成因也是各式各样的。根据格列保的意見，苏打的形成是在干燥气候条件下岩浆的原生矿物分解时，石灰質水溶液与矽酸鈉（主要是沸石）进行离子交換的結果。其反应按下式进行：

$$CaCO_3 + Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 = CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 + Na_2CO_3。$$

但是，对于大多数苏打湖来說，苏打的形成方式可能比較复杂。即其形成是由于天然盐水中各种盐份之間的化学反应，天然盐水与淤泥間的离子交換及天然盐水发生生物化学作用的結果。

在苏打湖的天然盐水的成分中，除碳酸鈣外，还有硫酸鈉及氯化鈉。部分苏打是由硫酸鈉($NaSO_4$)与重碳酸鈣($Ca(HCO_3)_2$)交換分解而成。

由于湖中淤泥胶体顆粒所吸收的鈉，与天然盐水中的鈣相互进行离子交換，可形成苏打。此作用按下式进行：$2Na^+$（胶体顆粒）$^{2-} + CaCO_3 \rightleftarrows Ca^{2+}$（胶体顆粒）$^{2-} + Na_2CO_3$。

最后，溶液中的硫酸盐被微生物还原形成硫化物，以及碳酸作用于硫化物时，沉淀出苏打及游离硫化氢，后者跑入空气：$Na_2SO_4 \rightarrow Na_2S + O_4$；$Na_2S + H_2CO_3 = Na_2CO_3 + H_2S$。

上述有关盐湖的化学成分及其变化的資料允許我們将陆相盐湖分成三类：氯化物盐湖、硫酸盐盐湖及碳酸盐盐湖或苏打盐湖。其中硫酸盐盐湖分布最广，而苏打盐湖最少。

在含盐地带，上述三类盐湖的空間分布取决于許多因素，在每一种情况下，应該进行不同的研究。这个問題十分复杂，因为許多因素使具有不同化学成分的盐湖彼此紧密分布。

在陆相盐湖中，除沉积盐、芒硝及苏打外，有时还形成硼酸盐。当湖盆地中有大量含硼的矽酸盐——矽硼鈣石、斧石、电气石时就可以形成硼酸盐。这些矿物风化后形成硼化物，进入湖中，然后从天然盐水中沉淀出各种水硼酸盐。应該說，这样形成的硼矿床极为少見。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

有时，由于泻湖相盐层被侵蚀（在泻湖相盐层中有含水硼酸盐的包裹体产于鉀盐层中），在陆相盐湖中有硼的堆积。这种盐湖常见于盐丘鞍部。

与近代陆相盐湖有关的鉀矿床尚未发现。鉀很容易被植物吸收，也容易与盐湖淤泥发生阳离子交换而被吸收。所以，盐湖中的鉀溶液永远达不到足以使鉀盐沉淀的浓度。

盐湖底部盐矿体的构造是各种各样的。由于气候湿度的暂时增高，使更多的碎石物质被带至湖盆地，因此在盐矿体中，有时含有淤泥质粘土层。盐矿体常由不同化学成分的盐层組成。例如，有芒硝和石盐互层。芒硝层中可以夹有无水芒硝、泻利盐、白鈉鎂矾、石盐等薄层。陆相盐湖中，盐矿体的总厚度可达15米或超过之。

最常见的盐矿体构造如下：（1）新盐层，即在本季度内沉淀出来的盐；（2）老盐层，即过去各年沉淀的盐；（3）含盐淤泥层；（4）底部盐层或层状盐层（有时有别的名称）。

与現代陆相盐湖有关的盐矿床分布很广。第三紀陆相盐矿床也很普遍。关于中生代及古生代的陆相盐矿床尚无記載，但中生代、古生代陆相含盐沉积，无疑問是有的。

溫干气候带，特别在其南部是粉土顆粒堆积的地方，此粉土顆粒是从邻近沙漠中被风带来的。这里常常形成眞正的风成黃土，其厚可达数十米。黃土是宝貴的建筑材料，可以用来制造粘土砖和建筑用砖。黃土沉积是区域性的，矿床規模很大。

屬溫干气候带的风成矿产还有砂丘，它們在很多平原上河流的寬闊河谷中以及大湖岸边都可見到。砂丘的砂可作建筑材料，特别是作制砖肥粘土的瘠化配料。

砂丘是由白天从河或湖上吹到岸上的海陆风造成的。河或湖浅滩上的細砂被风吹起，沉积在河湖岸上，造成砂丘。沙丘可漸漸远离岸边，在岸滩上开始形成新沙丘。沙丘带的寬度有时达数

地信网论坛网络站 http://bbs.3001.com/

十公里。砂丘高10—12米。显然，沙丘的沙储量是很大的。

干旱气候带内外生非金属矿产的形成

干旱气候带沙漠位于不同纬度及不同高度的地方。其主要分布地区为赤道两侧的亚热带高压带。巨大陆地的内陆部分，特别是四周环山的情况下，也常具干旱气候。最后，在高出雨云的高原上通常为干旱气候。

干旱气候的特点是：负湿度差显著，温度变化大，特别是昼夜间的温度变化大。在这种条件下起破坏作用的以物理风化作用为主。温度高，可以使化学反应进行得很强烈，但是由于水份少，化学风化仍然是很弱的。

生物风化没有多大意义，因为沙漠的植物很少。特别是过去地质时代的沙漠更是如此。

干旱带的山区坡积及洪积很发育。尽管这里降水量很少，但仍然能使没有被植物或水份固定的疏松风化产物沿陆坡移动。在山前平原上洪积分布很广，它們是从峡谷中流出并沿高地斜坡分流的暂时水流沉积而成。

离山较远之处，在干燥的平原上几乎看不見坡积或洪积层。这里雨水少，渗透快，地表水流流速不大。

虽然在很多沙漠中湿度很不足，而河流作用却出人意料的普遍。这是因为一般干旱平原都被高山所包围，而高山就是水源基地。山水补给流入沙漠中的河流。如果高山上有冰川，则河水供应充足。

干旱带是风的王国。所以干旱带中风的沉积及与其有关的矿产分布最广。

干旱带的物理风化残积矿床为碎石和岩块的堆积体，它們是在昼夜温度剧烈变化时，由坚硬岩石破碎而成。这里粗砂粒较少，因在很多地方物理风化作用而成的細小顆粒都已被风带走。物理风化作用使坚硬岩石受到破坏，深可达3—4米，破坏而成的岩

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

石碎屑可用做筑路材料。

在干旱带平原的很多地方有特殊的不大的土状石膏、石灰岩或泥灰岩淋积矿床。它們是因硫化物类和碳酸盐类从渗透水中沉淀而成，实質上就是淋积层。

土状石膏、石灰岩和泥灰岩层埋藏在0.5—2米的深处，厚达1米。这些岩层往往由大結核組成，具有特殊的砾岩状結构。

土状石膏和石灰岩淋积矿床的分布，决定于那些化合物从地壳上层被渗透水带出。

在所列举之淋积矿床中，只有土状石膏才有一些工业价值，这种矿床有时可进行开采，以获取灰泥工作所用的低級雪花石膏。

干旱气候带的坡积矿产在山坡上为未分选的碎石堆积体，在山麓附近和山前丘陵平原上則为坡积黃土。

坡积黃土在某些情况下厚达20—30米。其成分除黃土外，还有各种碎石的透鏡体。

形成坡积黃土的物質不仅有构成高地两坡岩石的风化产物，也有被风从相邻沙漠平原所带来的尘土。

坡积黃土不含易溶解的盐类，因此广泛地用来制建筑用砖。

干旱气候带中的洪积矿产，集中于大小冲积錐內，后者分布于山前平原，在某些地方，是这些平原的主要成分。

間时水流从山上带走大量碎屑物質，其沉积条件，与温干带所論述的相同。

此时，在冲积錐頂部形成分选不好的碎石小矿床，在中部有分选不好的粘土質砂矿床。

干旱带冲积錐最底部为盐渍的砂質粘土、粉砂和粘土的堆积，它們聚积于临时儲水区，在干涸时形成所謂禿干地。盐渍化影响这些粘土用来作为矿产。

与河相沉积有关的一些矿产在大多数沙漠地带有相当广泛的

分布。这一点是不足为奇的，假如考虑到流经沙漠的一些河流由于蒸发作用而消失很多水量，搬运力减弱，因为沉淀大量碎屑物质。

在干旱气候带的高山区，河谷内通常沉淀有少量漂砾和大砾石。在山比较低的地方出现有河流阶地，其成分中也有多量大的砾石，并夹有漂砾和砂。

在沙漠平原上，干涸河的地表三角洲和跨带河的河谷中，沉淀有粉土质砂和粉土质亚粘土。河相純砂用于灰泥作业。亚粘土如沒有盐渍化，适于制造建筑用砖。

冲积砖用亚粘土矿床，具有最大的工业意义，因为在干旱区内可以将沒有粉土颗粒的新月砂丘的砂，用于建筑工业上。

河相亚粘土在很多地方占有很大面积。其分布范围取决于这一情况，即沙漠中的河流几乎到处都在河岸堤内流动，比周围平原的很多地区都高，所以当河堤决口之后发生洪水时，它們改变河床并淹沒大片面积，在平原上沉淀大量粘土質物質。因此，在干旱区的河谷中通常可找到很大的砖用粘土和亚粘土矿床。这些矿床的缺点往往是矿产盐渍高，这是由于地下水和地表水急剧蒸发的結果。

干旱带的湖相矿产不多，因为流入沙漠的河流蒸发得很快，不易形成湖泊。但是，在很多陆地三角洲以及跨带河的旧河床中，仍能遇見小盐湖。

有时，在构造盆地的干旱平原上，有极大的盐湖形成，如近代的咸海和里海。

与盐湖有关的有各种盐矿床（主要为芒硝和石盐）。它們与湿干气候带中的盐矿床沒有任何区别。

在盐湖附近，在地下水埋藏深度小于毛細上升高度的低地及在暫时水流进入的平緩而浅的盆地中，可形成盐沼地。

盐沼地表面，在干旱季节可出現具有各种化学成分的盐霜。

其中硝酸鈉、硝酸鉀的盐霜有时有一定的工业价值，这些盐霜是在古城废墟及牲口房附近，由各种有机残骸經分解和淋滤而成。肥軟石膏沼地-盐沼地的石膏霜通常沒有实际意义。

砂平原中部的风成矿产为砂。

构成新月砂丘的风成砂主要是河相沉积被吹揚而成。吹揚作用使砂除去粉粒，进行分选，并使其中的石英富集。风成砂中85—95%的砂粒大小为0.25—0.05毫米。65—77%顆粒由石英組成。沙漠风成砂可在制造建筑用砖时加入粘土，作为瘠化配料。其儲量巨大。

从沙漠吹来的尘土部分沉积在沙漠边緣，形成风成黃土，它是制造建筑用砖的原料。

热和湿度不稳定气候带內外生非金屬矿产的形成

热和湿度不稳定气候带分布在低緯地区。仅在平原及山坡下部，因为沿山坡向上热湿度不稳定气候变为溫湿气候。这是由于气溫随絕对高度的增加而降低的緣故。

本带的特点是，湿度不稳定，大部分降雨量分布在夏季，总降雨量較大，夏天为正湿度差，冬天則是負湿度差；溫度很高，尤其是夏天。

在本带內潮湿季节生长大量草类植物，并且十分发育。其分解产物为腐植酸，可强烈地破坏基岩。

化学风化也很强烈。整年內气溫高，夏天大量水份滲入地壳表层，冬天表层变干使空气中的氧及碳酸得进行反应以促进化学风化。

潮湿季节淋滤作用很剧烈。而在干旱季节有时为壤中水的毛細上升作用所代替。

在岩石的破坏作用中，物理风化占的比重較小，因在本带內昼夜間的溫度变化不大。

在热和湿度不稳定气候带形成化学风化残积矿床及淋滤矿床

的条件十分良好。下面将要提到，这些矿床的形成及其特征在很大程度上取决于受风化岩石的岩性及当地的地形。

热和湿度不稳定气候带对坡积矿床的形成不甚有利。在潮湿季节这里植物生长茂盛，其根系使斜坡上的风化产物固定下来。而在干旱季节则没有水，因此也不能产生坡积作用。

河网比较发育（虽然其流量不稳定），保证了与河相沉积有关的矿床的形成和广泛的分布。

湖相矿产在此带较为少见，因为一年各季降雨量的变化剧烈，不利于有比较稳定水位的永久湖泊形成。构造凹地的活水湖、河漫滩湖以及喀斯特湖则属例外。

沼泽相矿床较湖相矿床更为少见，因本带的湿度动态使其不能广泛发展。在整年内能保持水份及植物生成茂盛的沼泽是没有的，只有在河谷或喀斯特漏斗处才能见到永久沼泽。

热和湿度不稳定气候带内没有风成沉积及与其有关的矿床。

本带基岩风化的特点是化学分解十分强烈，其结果形成风化壳，有时厚达50米以上。

风化壳中含有不同的矿产，其中包括非金属矿产。有时，矿产在十分复杂的条件下形成，例如矽酸盐的分解作用就是一个很好的例子。

夏天大量富含有机酸的离解水进行长期渗透时，可在热和湿度不稳定气候带的地壳表层造成酸性环境。它促使铁与腐植酸一起呈化合物及碳酸盐被带出。

当地壳上部形成酸性反应时，铁才开始被带出，而这只有在矽酸盐分解初期出现的具碱性反应的碱金属及碱土金属化合物，被离解水排除后才能实现。

地形的切割大大加强地表的侵蚀并提高地下水的渗透速度，同时也促使碱性溶液的迅速排除。

由于铁从分解的矽酸盐中被带出和氧化铝溶胶与矽酸同时发

地信网论坛网络域名 http://bbs.ss601.com/

生互相聚沉的結果，使形成高岭石及原生高岭土矿床。

当含有少量碱和鉄的酸性結晶岩受风化时，給原生高岭土矿床的形成造成最适宜的条件。以伟晶花崗岩和淡色花崗岩风化后形成的高岭土矿床为最好。

在某些地方有原生高岭土矿床，其高岭土化岩石层厚度可达100米。原生高岭土层平均厚度为10—20米。

在平原地形条件下，含大量矽酸盐的結晶岩风化后所造成的化学条件完全是另一种情况。在这种环境下，矽酸盐风化初期形成的碱金属和碱土金属化合物溶液不能跑出风化带范围。

这些溶液的碱性反应很弱，但由于风化带很厚，因而有大量积聚。如果这些溶液之量足以中和腐植酸和离解渗透水的离子，那末，风化带中就会产生碱性介質，促使带正电的三氧化二鋁胶体溶液（$Al_2O_3 \cdot nH_2O$）和氧化鉄（$Fe_2O_3 \cdot pH_2O$）发生聚沉和堆积。而带負电的矽酸溶胶（$SiO_2 \cdot nH_2O$）由于循环于风化带中的溶液呈碱性反应，所以不能聚沉。因此，风化带上部的矽酸就被淋入下部。

由于矽酸被带出，三氧化二鋁和鉄的胶体溶液发生聚沉，风化壳上层就形成紅土，其成分为，Al_2O_3 65%以下，Fe_2O_3 3—30%，SiO_2 1—10%。

紅土中鋁、鉄的含量視风化結晶岩石的成分而定。基性岩浆岩风化而成的紅土中鉄的含量大大超过亚热带酸性岩浆岩风化而成的紅土，而鋁的含量則較少。

氢氧化鉄这一杂質使紅土具紅色，确切些說，是紅褐色。

成岩后的紅土称为鋁土矿。鋁土矿为主要鋁矿石。它和紅土同是重要的非金属原料，可用于制高溫耐火砖和鋁質水泥。

紅土风化壳的形成与气候和地形有关，所以风化壳是不均一的。其最上部三二氧化物（特别是氧化鉄）的含量最大。这是因为每年干旱季节，在毛細管力作用下，三氧化二鋁和氧化鉄的胶

地质网公共网络域名 http://bbs.3001.com/

胶溶液由下而上移动。这时，较活动的铁胶体溶液在风化壳最上层，聚集的数量比下层多，构造成铁壳，其厚度之大足以当作铁矿来开采，可达2—2.5米，铁壳里面有厚达10米的铝土矿层。

因此，在热和湿度不稳定气候条件下，含矽酸盐的结晶岩经化学风化后，可造成原生高岭土及铝土矿矿床，不同的矿床是在相应的地形条件下形成的。

原生高岭土和铝土矿矿床的空间分布，则决定于这一带内的区域地质构造和地形。

如果陆台的上部构造层中有喷出岩，如西伯利亚陆台和印度陆台上的暗色岩，或者在陆台凸起部分有结晶基底的长石类岩石出露于地表时，那末陆台上就可能形成原生高岭土矿床和陆相铝土矿矿床。

在褶皱带中，这些矿床产于结晶岩石出露处，即主要产于复背斜处。

在热和湿度不稳定气候带内，其他化学风化残积矿床有非晶质菱镁矿、玻璃砂和磷块岩矿床，其成因与温湿气候带内的相同（参看前面）。这两带内矿床的主要区别为热湿度不稳定气候带中的矿床规模较大。

淋滤矿床有致密石英砂岩（石英岩）及磷块岩。其形成过程与温湿气候带的一样。

湿度不稳定气候带中不会形成较大的坡积矿床。因为草皮盖层很发育，阻碍其形成。

洪积矿床却很常见，因为草类植物不能使山坡不受热带暴雨的冲刷。由于基岩受到极强烈的化学风化作用，洪积层主要为粘土质成分。

热和湿度不稳定气候带内的河相矿床通常为砂和粘土，砾石较少，其成因与河网发育的其他气候带内的一样。当然，形成这些矿床的碎屑物质的分选性不总是很好的，因为带有大量沉积物

地质图论坛网络：http://bbs.3001.com/

的暴雨使河流涨水，并使它成紊流流动。有时某些河的砾石几乎完全由鋁土矿組成。

河谷中有河漫滩湖和活水湖，其中沉积有卵石、砂和粘土。

在某些地方，与湖河相沉积有关的有鋁土矿矿床，它們是当紅土物質从相邻高地冲刷入河并在河漫滩湖中堆积时形成的。这样的矿床通常都形成于河谷的上游，这里的河相沉积几乎完全是紅土风化壳受冲刷所形成的。

有时在河漫滩湖的沉积中，和鋁土矿一起的还有煤层。因此可以說，在某些情况下，形成鋁土矿的同时也有成煤作用。可是，含有具工业价值的鋁土矿矿床的岩层通常不含有工业价值的煤层，这是因为位于丘陵和高地的热和湿度不稳定气候带內河漫滩湖和沼泽水的动态对煤的堆积不利的緣故，河谷中湖的水位在每次大暴雨后变动很大且經常发生。因此大量的砂和粘土經常进入河漫滩的泥炭沼中，結果就不能形成厚而均質的可形成煤的泥炭层。

变为沼泽的喀斯特湖可能成为泥炭沼。因此，在热和湿度不稳定气候带中的可溶性岩石发育区，在平坦的高地上（即有利于喀斯特作用发育的条件下），可能形成煤矿。

显然，与喀斯特盆地有关的煤田就其面积而言是有限的。可是，其煤层有时可厚达数十米。

假如湿度不稳定气候带經过地壳下降构造单元內的平坦平原，則在适当下降和植物发育的情况下，在其中可能有区域性的远海煤堆积，形成厚层含煤系。

热和湿度稳定气候带內外生非金属矿产的形成

热和湿度稳定气候带沿赤道伸展。經过地壳不同的构造及地形单元。在这些单元中高山上部除外，因为这里絕对标高較大，所以較冷，气候环境已改变。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

热和湿度稳定气候带的特点是：月平均温度高而稳定，昼夜间温度差较小，降雨量很大，其雨量在年内分布较为均匀，正湿度差稳定。

在这种条件下化学风化及生物风化十分强烈。化学风化可深达100米，由此可判断其强度。

本带内物理风化较弱。

稳定的大降雨量使风化壳强烈地湿润，各种化合物能从其上部带到下部，有时甚至完全带走。在这种条件下可以形成淋滤矿床，但不是到处都有大量分布。

丰富而茂盛的植物复盖，不利于坡积矿床的形成。

与大暴雨有关的巨大暂时水流冲刷斜坡（虽然它有植物复盖并长有灌木丛和杵木），因而可以形成洪积矿床。

本带有无数的河流，其水量很大，并形成稠密水网。显然，很多沉积矿床与其沉积物有关。

河谷附近有大湖泊、宽广的沼泽及森林沼泽。它們都是形成泥炭田的地方。

空气湿度稳定，并有稠密的热带植物，因此与风的活动有关的矿产不可能形成。

热湿度稳定气候带内外生矿产形成的环境与热湿度不稳定气候带的很相同，所以这两个气候带有些共同的矿产。

本带内与热湿度不稳定气候带一样，由于强烈的化学风化可形成原生高岭土及鋁土矿矿床。其形成过程前面已經討論。热湿度稳定气候带所固有的特点是鋁土矿矿床內沒有褐鉄矿壳。这是因为在热湿度稳定带沒有干旱季节所致，鉄的胶体溶液是在干旱季节在毛細管力作用下由下向上移动的。

大量具有酸性反应的渗透水流經地壳表层，溶解矽酸盐，并将鉄从多矿物砂中带出。由于水不断渗透的結果，可形成純石英玻璃砂矿床。

地质论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

强烈化学风化的同时，各种化合物成为溶液被大量带出，当风化岩石含有矿产的结晶浸染体或颗粒时，就可形成厚层的残积砂矿床。如金刚石、石榴石、压电石英及其他砂矿等。其中許多是值得开采的。

与溫湿气候带一样，酸性水流經超基性岩石后，可以形成菱鎂矿。

若滲透水中含有机酸不多，那么它作用于磷块岩化灰岩之后，CaO进行溶解，并形成残积磷块岩矿床。如滲透水中含有大量有机酸，就将磷酐带出，形成淋濾磷块岩矿床。上述作用原則上与溫湿气候带所进行的完全一样，但这里更为强烈。这就决定了上两种方式所形成的磷块岩矿体較厚。

为二氧化矽及鉄所飽和的水的滲透作用促使在地壳表层形成致密石英質及鉄質砂岩。致密石英砂岩（称它为石英岩是不够准确的）等，可作抗酸材料及矽砖原料。致密鉄質砂岩可作建筑材料。

在热湿度稳定气候带内所形成的坡积及洪积矿产有粘土，包括次生高岭土。些些矿床有时很大，可以开采。

花崗岩体附近形成的次生洪积高岭土矿床有特别大的工业价值。

本带純河相矿产为砾石、砂及粘土（有时是純净的，有时夾不同数量的砂）。粘土含有大量高岭土，虽然它有大量的有机物質，但也常常是耐火的。

在热湿度稳定气候带范围内湖－河相、湖相及沼泽相的沉积有十分广泛的分布。这些沉积层沿充滿水的有时寬达数十公里的河谷分布。如果河流沿平原流动，其河谷則特别寬广。沿河谷的河漫滩部分有无数湖泊，并有一些支流向不同的方向流去。在河漫滩阶地上同样可見到湖泊。此外，森林沼泽的分布也十分广泛。

热湿度稳定气候带的河谷是森林的王国。森林植物十分茂

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

盛，同时是多层构造的。因为气候适宜，它們生长得十分茂盛。草类植物也很茂盛，主要为杵枝状的蕨类植物。鳞木类的分布也很广。

在河漫滩湖泊里，森林沼泽区以及平静的支流中堆积有大量的植物残骸，从細杵枝及杵叶到腐烂的杵干。这样就开始形成典型的低地泥炭沼或向高地相过渡的泥炭沼。

在形成泥炭的下降地区，可以沉积厚层的河相、湖相及沼泽相沉积，它含有巨大的泥炭透鏡体，久而久之便变成煤。因此，形成远海含煤层是热湿度稳定气候带的典型特征，这点与温湿气候带相似。当然，对于植物残骸的堆积，热的气候較湿和气候有利，因为热的气候能促使植物更好地发育。所以热湿度稳定气候带的湖－沼相含煤层的含煤性常常是很大的。

在本带的含煤层中常常有次生鋁土矿、高岭土及耐火粘土层和透鏡体。这些矿产的存在提高了在热湿度稳定气候带形成的远海含煤层的工业价值。

10. 海及海滨带外生非金屬矿产的形成

在海及海滨带内形成无数的各种各样的非金屬矿产。通常，海相矿产比之于陆相矿产具有較大的水平分布。所有海相矿产都是沉积的。海底风化不能形成矿产。

海中各带内所形成的矿床有近代的及古代的。大部分近代海相矿床难于开采，因为它們主要是在海底即水下条件下沉积而成。但是在过去地質时期形成的，由于地壳的各种运动使其在陆地出現的古代海相矿床，却广泛地进行开采。

海，按其物理化学条件，是十分稳定的外生矿产形成的地方。因此，对于現代海洋所确定的矿产形成規律及空間分布，在一定程度上可用于說明过去地質时期的海相矿产。当然，对于海洋的盐份随时間的变化，以及在海相矿产形成时起很大作用的生

此为试读，需要完整PDF请访问：http://www.ertongbook.com

物发展情况今昔有所不同，应做某些修正。但在大多数情况下古代許多矿产的形成与現代的几乎相同。首先碎屑及化学沉积物就是这样，其次是常呈矿产的有机沉积物。

海水的变化是很弱的，海的垂直分带对矿床的形成和分布所起的作用比水平分带所起的作用为大。因此应根据海洋垂直自然地理分带：海滨带、大陆阶地、大陆斜坡及洋床来描述海相矿产的形成过程。

可能的話，在垂直带內再划分水平带。显然，海滨带能进行詳細的水平分带。在其范围內矿产受相邻大陆的气圈及自然地理条件的影响是很大的。

海滨带外生非金属矿产的形成

海滨带或沿岸带由两个部分組成。其中一部分为直接与大陆相連接的海底部分。第二部分是涨潮或强烈风暴时受海水淹沒的与海連接的大陆部分。

海滨之大陆带在平緩而低的岸边寬达数十公里。

海滨的海底带要窄得多，寬度通常不超过数百米。河流三角洲发育的地段則属例外。在此范围內三角洲，即河相沉积层可伸到海洋中几十公里，有时达几百公里。

沿岸带分两种主要海岸类型：平原的即緩而低的，及山区的即高而陡的。平原的及山区的海岸沿海岸綫的分布，取决于海岸綫的构造单元及其近代构造发展的方向。可以認为，山区海岸通常分布于褶皺带或陆台构造基底的凸起部分。平原海岸分布于陆台之陆向斜或地槽带边緣凹陷的外緣。

在平原海岸的各地段有不同的地形并且与海的相对位置也不相同。这里分：（1）开敞海岸，通常为海滩；（2）海湾；（3）淹沒于海中的河口，在苏联的北部及东北部称为河口湾，而在南部称为溺谷；（4）三角洲；（5）泻湖，通常被沙洲将其与海隔开；（6）海滨低地，季节性地受海水淹沒，呈沼泽

化，并有湖泊。

山区海岸可分为如下各地段：（1）开敞海岸；（2）海湾；（3）受海潮作用的海湾；（4）峡湾；（5）三角洲岸。

从上述平原及山区海岸各地段中可看到，海滨带矿床主要在海岸的平原地段形成。至于矿产本身，按其沉积方式均属沉积的。这里有由碎屑、化学沉积、物理化学沉积、生物化学沉积及有机沉积物组成的矿产。

下面按上述水平分带——寒湿、温湿、干燥、热湿等气候带对海岸矿产进行描述。

寒湿气候带主要在近代岩原区，在海岸处几乎只形成碎屑矿产。温度低及夏天短使植物不能很好地发育。因此不能形成泥炭。海滨水份过多也不能形成盐矿床。

寒湿气候带海岸主要的现代矿产为砾石、卵石、砂及粘土。

在山区海岸可見到砾石，陡峭的悬崖下面所堆积的砾石分选性很差，并含大量悬崖巨砾和碎块。

在平緩海滩上的沉积物是卵石及砂。其成分决定于組成海岸的岩石成分。若海岸为結晶岩时，在海滩上所形成的堆积常为最好的建筑材料，其中砂的成分主要为石英。此等海滩长可达数十公里，含有大量的砂和卵石。

組成山区海岸的岩层受岩浆射气作用、区域变質作用、或含有岩浆体的地方，可能有海滨砂矿。

海滨砂矿的非金屬矿产有石榴石、刚玉及一些其他稳定矿物。

海滨砂矿直接分布在海岸綫附近。在大风暴后，有时由于碎屑物質被冲走，砂矿中的矿产含量又可恢复。

在泻湖和靜水海湾中沉积有細砂及粘土，有純淨的，也有不純淨的。粘土中常含少量从陆地搬运来的磨損过的植物碎片。这种粘土常可用来制造建筑用砖。

地质图论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

此项海岸上有时广泛分布着三角洲沉积。沉积物主要是細粒粘土、砂和砂質粘土。

在平緩的海岸常能見到砂丘，形成平均寬度为3—4公里的砂丘带。砂丘之砂，主要成分为石英，砂粒渾圓度和分选性均好，可用于建筑工业。

从上述寒湿气候带海岸的矿产可看出，它們都是具有地方意义的疏松的建筑材料。

溫湿气候带海滨的矿产比高緯区冷海海滨的丰富。这里也同其他地区的海滨带一样，堆积大量碎屑物質以及由陆地上冲刷而来的結晶岩中矽酸盐的风化产物——粘土。此外，在溫湿气候带植物的生长条件很好，因而可形成一些生物成因的矿产。此带为正湿度差，盐类不能沉积。带内入海河流水量充足，常有很大的三角洲存在。

砾石、卵石和砂在海滨带很普遍，粗砾石見于陡岸下，而砂分布于平坦的低岸上。它們的矿床很大，成分主要視海岸岩石而定。

在适宜的地貌条件下，在海岸可以形成海滨砂矿（参看98頁）。

淤泥粘土分布很广，有时含大量有机物質，沉积于海岸低地的泻湖、海湾、湖泊和沼泽中。这种粘土为深灰色，或近乎黑色（因含有极細小的破碎的植物残骸）。常常可用来制造陶器。

充滿沉积物的泻湖以及海滨平原都是形成泥炭田的地方。泥炭呈层状，厚达2—3米。泥炭层常与砂层和粘土相間，这証明海岸低地底部有周期性下降和周期性海水淹沒。在其砂层和粘土层中可发現动物化石。

被泥炭田复盖着的，并周期地被海水淹沒的海岸平原常常位于古老陆台和年輕陆台的陆向斜中。在这种平原上到处都有泥炭形成，陆地的下沉可形成数层泥炭。

地信网公云网络域名 http://bbs.ss001.com/

在过去的地质年代中，陆台海海滨平原上有含煤层沉积，其厚度很少超过数十米，通常，含有煤层2—5层，都比较稳定，但厚度不大。苏联莫斯科近郊陆台型近海煤田可能就是这样形成的。

含泥炭的近代海岸平原的例子、有波罗的海及北海南岸宽阔低地。

泥炭不仅在陆台海海滨的宽阔平原上形成。在地槽海多山海滨呈狭长地带分布的泻湖中，也有泥炭形成，例如，库页岛、东海岸的泻湖，毫无疑问，在过去地质时代里也曾有过类似的条件，因而形成了泻湖相含煤地层。这种地层的厚度，构造变化以及层数都比陆台海海滨平原上的含煤地层为大。

在泻湖和海滨平原的沙中常常可以见到琥珀，大家知道，琥珀是温湿气候带針叶林杵脂石化而成的。波罗的海南岸含琥珀的砂矿，已开采两千年，它就是这种独特的生物成因矿床的例子。

温湿气候带的海滨带三角洲分布很广。与近代三角洲有关的矿床有在沼泽、长草的湖泊以及支流中形成的砂、粘土和泥炭田。在过去各地质时代的許多三角洲沉积中有巨大的煤矿床，还有毛石（砂岩）矿床，如三角洲砂經成岩作用而形成的砂岩。

如果三角洲形成于地槽海中，当其所属地壳构造单元下沉时，三角洲含煤层的厚度可达数千米，例如彼乔尔煤田。三角洲含煤沉积具海陆交替相。这里有含标准海相动物化石的沉积岩薄层。煤层层数通常达数十层，有时超过100层。

煤层性質取决于它們在地槽带中沉积于那一构造单元和那一发展阶段和时期。

如果含煤岩层沉积在地槽发展初期的边緣拗陷中，則其延伸很长，厚度、构造稳定。如果沉积在拗曲时期的地槽內部，則煤层通常呈透鏡状，厚度及构造变化都很大。

陆台海的平緩海岸上常有滨海相砂丘。建筑用砂矿床与其有

关。

干燥气候带海滨所具有的矿产与潮湿海滨带的矿产有很大区别。也不能不是这样，因为干燥气候带具有负湿度差，而这种情况必然反映在泻湖及溺谷的咸度和海岸植物的发展上。

与其他地方一样，在干燥气候带的海滨有形成碎屑矿产的良好条件。

海滨强烈的蒸发作用促使形成咸度高的水盆地。它們不易与海相通。这就有利于盐矿床的形成。

干燥带的浅湖及泻湖中的水，易为太阳晒热是許多微生物发育的地方。微生物的活动可促使某些矿产的形成。

最后，虽然气候一般比較干燥，但在大河三角洲的某些地段植物生长仍很茂盛。因此，在这种三角洲的某些地段可能形成泥炭。

在海滨带的开敞海岸，常有砾石、卵石及砂矿床。含有漂砾及岩石碎块的砾石，多形成狭窄的条带，沿陡岸分布。卵石及砂在平緩海滨上，則形成海滩。这些矿床沿海岸綫所經过的构造单元的分布情况上面已談过了。

海岸穿过褶皺带的地方，可能有海滨砂矿。

在許多平原海岸上广泛分布的泻湖及間歇湖也是干燥带許多种矿床形成的地方。泻湖及間歇湖的特点是湖水与海难于相通。这样不但使泻湖与間歇湖的水盐度不同，另一方面也使泻湖水与海水的盐度不同。

有时海水与泻湖水的流通完全中断，此时泻湖变成海滨湖。

在干燥气候条件下，泻湖湖水的咸度常高于海水的咸度。这是理所当然的，因为淡水流入量少，而蒸发量很大，結果泻湖水量減少，盐的浓度必然大为增加。溺谷中的水常比海水咸，但也可能变淡，因有河水流入溺谷。

泻湖和間歇湖的含盐度变化很大。海上发生大风暴时，常将

地信网公网络版名 http://bbs.3001.com/

分隔海和泻湖的沙洲冲坏，因而大量盐度较低的海水流入湖中。海岸上降过大雨以后，泻湖中天然盐水的浓度也会发生变化。所有这些对间歇湖中盐水浓度的影响更大。季节性的气候变化在泻湖盐水浓度的变化上也有反映。此外，季节变化还影响盐的成分。

在干燥气候条件下，泻湖水中盐的含量不断增加。如果泻湖中的海水全部被蒸发，那末，根据H. C. 库尔納柯夫及其同事們的研究，在温度为25°时，盐类的結晶次序是：（1）石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$），（2）石盐（NaCl），（3）泻利盐（$MgSO_4 \cdot 7H_2O$），（4）六水泻盐（$MgSO_4 \cdot 6H_2O$），（5）光卤石（$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$），（6）水氯镁石（$MgCl_2 \cdot 6H_2O$）。从这里可以看出，从泻湖盐水中析出的矿物种类比大陆湖泊（見前）盐水中析出的丰富得多。

海水蒸发时能产生鉀盐，而大陆湖泊中沒有鉀盐析出，因为在大陆成因的盐水中是沒有鉀的。

在泻湖和海岸湖中盐水常常发生变質作用。这种变質作用主要是化学反应和离子交換。

前面叙述陆相盐矿床的形成时已指出，盐水的变質作用起初表現为去硫酸盐作用（обессульфачавание）。在去硫酸盐作用下，析出石膏，这是因为底部淤泥中的鈣离子与盐水中的SO_4^{2-}离子相結合的結果。泻湖湖底，除产生石膏外，还有白云石沉积，它是从陆地上来的碳酸盐和重碳酸盐与天然盐水中的硫酸镁和氯化鎂按下式作用而成的：

$$2CaCO_3 + MgSO_4 \rightleftarrows MgCa(CO_3)_2 + CaSO_4$$

$$2Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 \rightleftarrows MgCa(CO_3)_2 + CaSO_4 + 2H_2O + 2CO_3$$

$$2CaCO_3 + MgCl_2 \rightleftarrows MgCa(CO_3)_2 + CaCl_2$$

$$2Ca(HCO_3)_2 + MgCl_2 \rightleftarrows MgCa(CO_3)_2 +$$

$$+CaCl_2+2H_2O+2CO_3$$

泻湖中盐水的长期变質作用使其中氯化鈉、氯化鈣的含量逐漸增加。最后在某些泻湖的湖水中只留下NaCl，KCl及$MgCl_2$。

如果这种化学成分的盐水的浓度增加更大时，将可順序沉积出石盐（NaCl）、鉀盐（KCl）、光卤石（$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$）及水氯鎂石（$MgCl_2 \cdot 6H_2O$）。結果所形成的盐矿床的下部埋藏有含白云石夹层的石膏，上面是石盐层，再上是氯化鉀盐层。属于这类矿床的有世界上最大的苏联上卡姆斯克矿床（Верхнекамское месторождение）、西班牙的卡塔劳矿床（Каталонское месторождение）、法国的亚尔薩斯矿床（Эльзасское месторождение）及許多其他矿床。

硫酸盐含量減少不能認为是盐水变質作用的必然結果。在某些情况下現象相反，即盐水中硫酸盐含量增加。这一切都取决于从大陆带到泻湖中的盐的类别。

如果地表水及地下水带来的是硫酸化合物（这是常見的），那么天然盐水中硫酸化合物的含量变富，而盐水蒸发时形成的盐就富含硫酸盐矿物。在这种条件下可形成大的石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）及硬石膏（$CaSO_4$）矿床，以及含有鉀盐类、鉀盐鎂矾（$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$）及杂卤石（$2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2H_2O$）的矿床。在許多地方可形成巨大的硫酸鉀盐矿床，例如东前喀尔巴阡盐矿。

自然，盐矿床的矿物成分在很大程度上取决于盐在盐水变質的那一时期开始沉淀。

盐的結晶作用只在不深的水盆地中进行，因为在这里天然盐水才利于晒热，并由于部分水份的蒸发而造成高的浓度。

在不深的水盆地中，若其水底的位置是固定的，則可沉积不厚的盐层，約数十厘米，在极少情况下可达数十米。但也有許多泻湖相盐矿床，其盐层厚度可达数十甚至数百米，含盐地层的厚

地信网论坛网络域名 bbs.3s001.com

度則更大。很明显，沉积厚层含盐沉积物的条件，是需要地壳个别构造单元有相应的构造运动。

各地区含盐地层的年代及其构造发展史的对比，使我們可以确定盐层的最大堆积，均发生于构造旋廻末期。正是在这一时期，在地壳大面积上升的同时有与其相联的下降，当干燥气候带經过下降地区时，就成为含盐层沉积的場所。

海退促使盐的沉积，海进不利于盐的沉积，因海进时，易使沉积在海滨的盐遭受冲刷。

陆台各构造单元中，陆向斜（主要是边緣陆向斜）最有利于盐的沉积。在地槽褶皺带范围內，盐主要沉积于边緣拗陷及山間盆地中。显然，边緣拗陷含盐沉积物的厚度通常比陆台区的为大。

寬广的浅水泻湖，湖水停滯，易被太阳晒热。其中常有各种微小的原始浮游生物和簡单的藻类特别茂盛地发育着。海水进入泻湖时也带来浮游生物。从海进入泻湖的还有魚，假如泻湖水很咸，則这些魚立刻死亡，若泻湖湖水和海水的咸度区别不大时，則大量繁殖，因泻湖水飽含微生物，可作魚食。因此，在这两种情况下，泻湖沉积层中都会含有大量魚的屍体。又地表水流入泻湖时，可从岸上带来一些有机物——植物残片。而风力也可将草原上的枯草带入泻湖。

沉于泻湖底之有机物与淤泥相混，其蛋白質部分开始分解，析出硫化氢（H_2S）。此外，有机物又可作为 Microspira 属需氧細菌和 Actynomicetes 属厭氧小眞菌的养料。这些細菌和小眞菌都是去硫的，可将硫酸化合物如石膏还原为硫化氢。

当为細菌所氧化的有机残骸中的碳与石膏作用时，发生去硫作用。其反应如下：

$$CaSO_4 + 2C = CaS + 2CO_2$$

$$CaS + CO_2 + H_2O = CaCO_3 + H_2S$$

因此，由于有机物的分解和去硫生物作用的結果，在泻湖盐水中聚集大量硫化氢。

硫化氢以化学和生物化学方式进行氧化，并析出游离硫。

化学氧化作用是在氧不太充足的情况下发生的，因为氧过多会使硫繼續氧化而变为硫酸。

生物化学氧化作用与硫菌如Beggiatoa mirabilis，Thiospirillum Winogradskii和細菌——Chromatium Tyotrix的作用有关。硫菌吸收硫化氢并借助氧使其氧化，析出游离硫。一些細菌使硫在其身体內聚集成小球。另外一些細菌使硫析出，即使硫在細胞外沉积。

这样，泻湖底不論为氧化介質或还原介質，硫均可沉积。介質反应的变化通常决定于泻湖的水文动态，而后者取决于地壳的升降运动。

硫与其他沉积物一起沉淀于泻湖底部。例如，硫与石膏和白云化灰岩經常沉积在一起。西西里島的硫矿就是这样。有时硫和石膏及砂同时沉积，并且硫与石膏充填在細砂粒之間。

与泻湖沉积有关的自然硫矿床主要产于边緣拗陷地区。在阿尔卑斯－喜馬拉雅地槽区內，这些矿床分布很广。矿床往往相当大，个别矿化区的面积可达数平方公里；含硫层的厚度有时达30米；硫的含量由 2 到90%。

含盐度高的热浅水泻湖和間歇湖（其盐度有高的，也有低的）中，常常堆积有大量有机残骸，致使所沉积的岩石具有很高的瀝青質。这些岩石在一些情况下为薄层状含瀝青的粘土，在另一种情况下为含瀝青的白云岩。在此岩石中，瀝青的平均含量可达5—8%；而在某些岩层中，瀝青含量或較此为多，以致易于用火柴将其点燃。

显然，泻湖相粘土的个别分层，特别是一些富含瀝青的分层，是眞正的油頁岩，可用作蒸餾石油产品的原料。在許多地

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

上方，泻湖相油页岩层的厚度可达 5 — 8 米。泻湖相油页岩层广泛分布于阿尔卑斯－喜馬拉雅地槽褶皱带内，特别是高加索地区。苏联中亚細亚山間盆地的中生代沉积层中，也有这种油页岩存在。

泻湖相油页岩、硫及盐等矿床的形成，其大地构造环境，大致一样，但气候条件不同。蒸发量最大的最干旱地段，对形成盐矿和硫矿是最有利的。欠干燥地段对油页岩矿床的形成比較适宜，这里不是苦盐盆地，而是不太咸的盆地。在此种盆地中，浮游生物和游泳生物特别茂盛，其残骸被分解时便形成油页岩的有机部分。

在干燥气候带泻湖相沉积中，有微晶高岭石質粘土（$MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot nH_2O$）（名称来自其粘土矿物——微晶高岭石）。微晶高岭石質粘土无可塑性，易熔化，易于与水呈悬浮液，并难于聚沉。通常又将其分为沸洛里丁漂土及膨潤土。

沸洛里丁漂土預先不經化学处理就具有漂白性能，具有去各种油膩及退色作用。因而它在石油、肥皂、化粧及食品工业上用途很广。按外貌沸洛里丁漂土与膨潤土沒有区别，通常为灰色、浅綠色、浅黃色或浅蓝色。

膨潤土須經化学处理（活化）后才具有漂白性能。未經初步化学处理之前，吸附能力不高，但处理以后，則去油性能很好。膨潤土用于造紙、肥皂及皮革业和医疗中，也可制做鑽探用的泥浆。化学处理后也可作粉刷品用。膨潤土有油膩感。主要呈浅灰綠色、浅玫瑰色及浅黃色。

微晶高岭石粘土，是一貴重矿产，識别較为困难，因其性質只能用实驗方法測定。

微晶高岭石（$MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot nH_2O$）与高岭石（$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$）的区别在于它含有氧化鎂。微晶高岭石是在碱性介質中形成的，而高岭石則是在酸性介質中形成的。

在干燥气候带泻湖中的水，具碱性反应，并且鈣、鎂含量偏高，所以泻湖湖水与胶体顆粒作用时，使它們富含鈣、鎂。这些胶体聚沉后，在泻湖底成新粘土物質堆积，結果形成微晶高岭石粘土。

基性岩石的风化产物含有大量鎂份，它們进入海中受海水作用，結果促使微晶高岭石粘土的形成。海水与来自相邻大陆的火山灰（火山喷发結果所形成）作用时，也常常形成微晶高岭石。

干燥气候带泻湖湖水溫度較高，可加速胶体顆粒的微晶高岭石化作用。

干燥气候带的海岸許多地段有三角洲，大跨带河把大量碎屑物質搬运入海，常造成很大的三角洲。例如：伏尔加河三角洲、多瑙河三角洲。

三角洲主要由薄层状淤泥質砂組成，其中夾有粘土层，有时粘土层含有很多植物残骸。

在大河三角洲的地面部分，常局部形成河滩——低洼沼泽平原，其上河流錯杂，有很多湖泊和不能通行的沼泽。河滩上长有莎草、蘆葦、蘆草，有些地方还有森林。积水处常有低地泥炭层。无疑問，在过去有些地質年代中，河滩的条件也是这样的。所以，在干燥带有些古代三角洲沉积中有煤层存在。

因此，在干燥气候条件下，在海滨（近海）环境中局部的成煤作用是可能的，而在同样气候条件下，陆地上就沒有湖沼（远海）煤层沉积。然而，在干燥海岸上最大的河流三角洲湖泊中，其植物残骸的堆积显然也沒有潮湿带三角洲中那样多。因此，干燥带古三角洲沉积含煤較少。

在干燥带平坦的低地海岸上，沙丘分布很广。其砂有时可作建筑材料。

热湿气候带海滨区的成矿环境，是溫度很高，水份充足，甚至过多，可从陆地带来大量的鉄和三氧化二鋁。在这样条件下，

陆地植物生长甚好，因此可能形成泥炭。浮游生物和游泳生物很发育。它們的屍骸富集于許多泻湖沉积物中。流自大陆的酸性水与泻湖及海洋的碱性水的氢离子浓度不同，結果使很多胶体溶液发生聚沉，同时其悬浮顆粒也发生沉淀。因本气候带湿度差是正的，故不利于盐类的沉积。又本带河流很大，也有最大三角洲的产生。

海岸开敞部分的碎屑矿产与他处的一样，主要为砾石、卵石和砂。它們与其他气候带碎屑矿产的区别，在于碎屑物質中含石灰岩碎块較多。这就降低了热湿气候带中海滨碎屑矿产的价值。

有时在热海海滨也有滨海砂矿。

不受击岸浪影响的海岸地段，有封閉海湾、河口，这些地方都有热带紅杵林或紅杵生长。紅杵是很粗大的杵木，杵根悬空，有的象支柱，生长在海底淤泥中，并且只生长在咸水或較咸的水中。如果海的深度增加緩慢，那末紅杵林就远远地深入海中，有时达数十公里。

紅杵林是大量植物残骸发生堆积的地方。通常，陆地上的热带森林紧接着紅杵林，其中有很多广闊的森林沼泽和湖泊。紅杵林和陆地沼泽化森林相連而成的低平海岸，是泥炭形成的有利环境。这里，由于热带植物蓬勃发育，泥炭的形成进行得特别快。

河口的各地段，不一定都有利于紅杵的生长。前面已談到，紅杵植物只能在咸水和較咸的水中生存，所以，在河流三角洲上紅杵只生长于海滨。但这并不是說三角洲內部沒有植物的堆积。只不过植物的性質有所改变，即由紅杵林变成普通热带森林而已。

在过去的地質年代中，紅杵林分布很广，特别是下古生代，当时植物开始侵入陆地。很多近海煤盆地可能部分是由紅杵林造成的。

若紅杵林生长于平緩海滩，且海岸带长期下降时，則为形成

含煤沉积和煤矿床，造成良好的条件

在边缘拗陷和山間盆地中成煤作用特别順利。

对現代地槽带的研究，証明紅杵煤矿床在現代地槽带內部靠近大島嶼的地方也能順利地形成。

热湿气候带海滨的含煤沉积中，除了煤以外，还有石灰岩、砂岩、粉砂岩，泥岩（有純泥岩，也有含砂質的泥岩）。

上列岩石中作为矿产的首先有泥岩。低緯区几乎所有近海含煤沉积的泥岩中三氧化二鋁含量很高，这容易理解，因为这种純泥岩是由相邻大陆上的紅土冲蝕后形成的。它可用来制造建筑用砖，有时，可用于制耐火砖和陶器。

有些泥岩是高級燧石粘土，即是一种具有致密构造、外表与燧石相象的耐火粘土，很坚硬，遇水不崩解，不須加工就可作耐火粘土的代用品。

热湿气候带海岸平原地段广泛地分布着充滿稍咸水的泻湖。泻湖被太阳晒暖，有大量微生物、水藻、小游动生物和漂浮生物以及魚类在湖內繁殖着。故在此类泻湖的底部有含瀝青的粘土堆积，局部夾有油頁岩薄层。

水稍咸的泻湖，有时可容納含有各种分子溶液或胶体溶液的地表水和地下水。

热湿度稳定和热湿度不稳定气候带內，大部分地下水和地表水都呈酸性反应。酸性胶体溶液中有大量氧化鉄和三氧化二鋁。当酸性溶液进入充滿稍咸的碱性水的泻湖时，鉄和鋁立刻沉淀下来。因此，在泻湖底堆积有氢氧化鉄和含水氧化鋁，它們是鋁土矿石的組成部分。在某些情况下泻湖底部也有矽酸沉淀，如果矽酸与地表水和地下水一起进入泻湖的話。

鈣質的泻湖湖底加强水的碱性反应，也促使鉄及鋁沉淀。所以泻湖相鋁土矿矿床在空間上通常与灰岩有关，并賦存在它們的侵蝕面上。泻湖中形成的鋁土矿矿床規模可能相当大。

地质图全国统编教材 http://kbs.sinoi.com/

在热海滩上的許多地方，有由鈣質砂所組成的砂丘，由石英砂組成的砂丘却少見。热湿气候带海岸的砂丘假如由石英砂組成，則具有矿产的意义。

大陆阶地（материковая отмель）內外生非金属矿产的形成

大陆阶地是許多海相矿产形成的地方。这是容易理解的，因为从大陆带来的大部分物質就是沉积在这里，同时浅海带分布在大陆阶地之上，它对微生物的发展具有最良好的条件。

总的来說，大陆阶地具有較平整的表面。在某些地方有高地，主要为珊瑚礁及海藻礁和火山錐。在大陆阶地的若干地方有海底河谷，它是陆地河谷的繼續。在某些地方有較寬而不深的充滿滯流水的凹地。

陆台及地槽海的大陆阶地按其大小及地形特征有显著的区别。

陆台海大陆阶地的寬度很大，有时达数百公里。其特征是，表面平整，其上有較大（按面积）而不深的凹地，与大陆斜坡相接的表面的傾斜度不大。

地槽海大陆阶地的地形，切割較为厉害，因此在其范围內有火山成因的高地以及珊瑚島。地槽海大陆阶地与大洋相接的表面其傾斜度較陆台海大陆阶地的要大得多。地槽海大陆阶地表面常为海底河谷所切割，后者有时为峽谷。

大陆阶地的矿产是来自陆地的物質沉积以及由于微生物的活动結果而成。此外，有些矿产是由堆积在海底的疏松沉积物經成岩作用而成，也有与火成活动有关的矿产。

大陆阶地是主要陆源物質沉积的地方。这些物質在大陆阶地的分布是不均匀的，在某些地方，例如在大河河口，沉积物很多，而在别的地方則很少。通常离海岸愈远，大陆对海相沉积物的影响就愈小。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3501.com/

大陆阶地上各种成因矿床的分布首先取决于沉积在大陆阶地各地段陆源物質的多寡。

若海底堆积所在地方有大量从陆地带来的岩石碎屑（粗的及細的），則只能形成与这些沉积物有关的矿床。这里有机残骸隐含在碎屑物質之中，并且不能显著地改变矿产的成分。

碎屑停止从大陆搬运时，則造成有利于純生物成因矿床形成的环境。

在海底的任一沉积层中均发生成岩作用。但不是在所有情况下由成岩作用所形成的新矿物堆积体均有工业价值（数量上）。要形成有工业价值的堆积，各种条件——首先是海底淤泥質矿物顆粒的堆积与含有未完全分解的軟的組織和器官的大量有机残骸的堆积，必須很好地結合起来。

下面根据大陆阶地的分区——冷海阶地及热海阶地，来討論大陆阶地內非金屬矿产的形成。

冷海海水的溫度低，因而氧及碳酸含量偏高。

冷水中有大量氧，促使有机物質的分解。其結果使游离碳酸的含量更加增高。碳酸含量高就不可能从冷水中沉淀出碳酸盐，这就决定了在冷海中不可能形成石灰岩，因为碳酸能很好地将碳酸鈣化合物溶解。

碳酸含量高也減低冷海海水的硷性，因而使高岭石的微晶高岭石化作用減緩或停止。

冷海含有大量氧，使其中海藻尤其是矽藻类得到发展。海水中溶有氧化矽，河水流入海洋所携运的細小粘土顆粒中也含有氧化矽这些氧化矽为矽藻类所吸取，以构成其骨架。

各种沉积物在冷海大陆阶地的分布，取决于海流及各地段河流搬运陆源物質的情况。

通常，砂沉积在海水流动的地方，而粘土則沉积于死水洼地。砂及粘土沉积的分布常是这样：砂在海岸附近，有时在大陆阶地过

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

渡到大陆斜坡的弯曲处。粘土分布于大陆阶地的中部和平静的海湾及进入海岸很深的大海湾中。

冷海大陆阶地所沉积的砂和粘土的成分有时直接与构成海岸的岩石性質有关，有时則取决于河流带入海洋的物質成分。

通常海相砂具有大量最稳定的石英顆粒。有时在离海岸不远的地方沉积有純石英砂。但形成粘土質砂的机会比純石英砂更多。

海相砂的特点是具有水平薄层理。

大陆阶地砂的用途取决于它的矿物成分。

純石英砂可作玻璃原料。

質量稍差的石英砂可作砂砖，或用于灰泥和水泥中。

海相石英砂通常作翻砂用。允許含有少量粘土物質及海綠石杂質。

强粘土質或含有大量暗色矿物的砂可作砂砖的瘠化配料。

海相砂經成岩作用后所形成的砂岩，具有水平板状节理，宜作毛石。

蛋白石胶結的純石英砂岩是砂砖的貴重原料。

海相砂岩广泛用作磨刀面。

海相砂質粘土可作建筑砖用材料。不含砂的和鈣質的可塑性海相粘土可作陶器原料。

研究近代海洋証明，每年春季在高緯区的冷水中有大量的自由漂浮的矽質水藻-矽藻类。矽藻类生长于海水的上层。在海水含磷、氮較多的地方生长最盛。而这些地方則是冰山溶化的地方，冰山为大陆冰川流入海中而成。此外，氮和磷也可被大河帶入冷海中。因为溫暖的江河淡水的体重小，而高緯区冷海的碱性水的体重大，所以前者主要成为海水的上层。在海水的上层，由于江河淡水的加入及太阳光的最大作用，矽藻类特别发育。

如果从陆地上搬运来的碎屑杂質不多，那末，在大量矽藻类发育的地方，海底就有矽藻类的残骸沉积下来，这种沉积叫做矽

藻泥。矽藻泥压密后就变成矽藻土，它是一种貴重的矿产。

如果有大量陆源物質从陆地上搬运入海，那末矽藻类和放射虫目的残骸只占很小的百分比。在这种条件下，它們对普通碎屑岩的性質影响不大。

矽藻类是自由漂浮的生物。所以它們在海底以上从大陆阶地到深海盆地的任何地方都能发育。矽藻类的骨骼由蛋白石即氢氧化矽組成，易溶于含有碳酸的海水。矽藻死后，其壳緩慢下降至海底，并发生溶解。因为下沉速度不快，如果海較深，通常不到海底就全部溶解了。

在冷而浅的海中有很多小河流入，它們并不带入大量碎屑物質，因此在这种海中矽藻堆积最多。此外，入海的河流还可带来相当多的磷和氮。所以，如果入海的河流来自溫湿气候地区，含有足够的化学风化产物和有机物，那么对矽藻的发育也最有利。

最老的矽藻土矿床为第三紀的。但是我們已知道矽藻在中生代就开始出現了。中生代所以沒有矽藻土，这只能說是因为从中生代到現在历时已久，构成中生代矽藻土矿床的細小矽藻介壳已完全溶解并再結品的緣故。有一种細粒疏松多孔的岩石(矿床)，由极細小的蛋白石顆粒和較大的直径不超过0.005毫米的蛋白石圓粒組成，这种現象的存在，証明上面的說法是正确的。这种岩石現在称为矽藻岩（трепел）。

对矽藻岩的研究表明，它們有时含有半溶解的海綿骨針和放射虫目。疏松岩石的个别部分已变为燧石。在矽質結核中常有极完整的放射虫目残骸。这样，矽藻岩和矽藻土有成因上的关系就沒有疑問了。

構成矽藻岩的蛋白石顆粒和圓粒的形成方式还不清楚。有些研究者認为它們是矽藻介壳直接变化的产物，另一些研究者則認为它們是堆积在海底的二氧化矽胶体溶液聚沉的产物，而这种胶体溶液是矽藻类下沉时被破坏而形成的。

矽藻岩和矽藻土在性質上沒有什么区别，用途也一样。

在地槽型大陆阶地冷海区，有时有火土，碧石的形成与火山活动間接有关，碧石是一种坚硬致密的矿物，具貝介状断口，常有不同顏色的条带。它是一种貴重細料石材，通常認为它是次宝石。

肉眼研究确定，大部分碧石都含有放射虫目残骸。Л.卡約在描述碧石时写道，薄片的三分之二是放射虫目組成的。但碧石不是产于深海带的放射虫淤泥那一类物質，因为在許多地方它与砂岩及含珊瑚的石灰岩甚至于砾岩成互层。

看来，碧石是在地槽海大陆阶地有海底噴发的地段形成的。由于海底噴发的結果，大量二氧化矽呈溶液或火山灰及易分解的熔岩进入海中。二氧化矽成凝胶堆积于海底，其中还含有火山玻璃碎屑、粘土物質及放射虫残骸等机械杂質。有时个别层的沉积物，全由火山碎屑物質組成。成岩作用使疏松沉积物变成坚硬、致密、隐晶質的碧石，为鋪面及制造各种艺术品的有用材料。

碧石矿床产于褶皺带軸部，通常它是在地槽发展初期形成的。

热海大陆阶地上的外生非金屬矿产比冷海大陆阶地多得多。这首先是因为同样的生物在热海水中的生长期比冷水中的生长期为短。所以造成矿产的生物残骸在热海底部比冷海底部多得多。

热海大陆阶地的各种成分的砂也与冷海阶地上那样常見。其性質也与冷海砂相同，用途也一样（参看前面）。

在热海大陆阶地外部較深的地方，陆源物質不多，这里的砂通常含有海綠石——鉄和鎂的含水鋁矽酸盐，其中氧化鉀的含量可达9.5%。有时海綠石占岩石成分的50—70%，称为海綠岩。海綠岩有海綠石砂岩、海綠石粉砂岩及海綠石粘土。

海綠岩是一种矿产，因为海綠石在化学、食品及紡織工业上的用途很广，还可以作肥料及硬水的軟化剂。

海綠石的成因是一个十分复杂的問題，至今尚未最后解决。

在海底形成这种矿物所需的条件是，沉积作用緩慢、沉积物中需有少量有机物、厌氧环境、水的流动性較弱。邻近如为岩浆岩构成的海岸，也有利于海綠石的形成。

經过多次研究确定，受海綠石化作用的物質是多种多样的，有淤泥块、胶状二氧化矽、粪化石、各种矿物碎屑、火山玻璃碎屑、云母片等。海綠石化作用是由于生物化学作用以及从大陆带来的矿物碎屑的交替作用而发生的。部分海綠石是由胶体溶液經过物理化学沉积而成的。

热海大陆阶地常有微晶高岭石粘土沉积。热海海水的碱性反应比冷海海水为强，有利于来自陆地的粘土物質发生微晶高岭石化。热海溫度較高，也促使这一作用的进行。

在陆台海或地槽海形成的鈣質粘土經成岩作用后变成泥灰岩，它是一种有价值的矿产。在边緣拗陷形成的組成复理石的泥灰岩，是一种特别大的矿床，其厚度及質量也較稳定，可作水泥用。

粘土为水泥用泥灰岩的主要組成部分之一，是由大陆带来的物質所形成。碳酸鈣，为水泥用泥灰岩的第二个組成部分，是由海水中沉淀而成。热海海水中所飽和的鈣，由溶解度較高的重碳酸盐变成溶解度低的碳酸盐而沉淀。海水受热时，由于失去游离碳酸，常常发生这种变化。

水泥用泥灰岩中含 25—45 %的粘土。如果岩石中含有 5—10%的粘土，則称为泥質灰岩。泥質灰岩可制水硬石灰。

工业用途很广的純淨石灰岩的碳酸鈣，或由化学作用結果由海水中沉淀而成，或在各种有机体中事先結晶而成。在海水为鈣所飽和或过飽和的不深的地方，易发生这些作用。

在深处海水溫度降低，碳酸含量增加，鈣已显得不足。自然，在这种条件下，即在深处，不仅不沉积石灰岩，甚至死后下沉的浮游动物的灰質介壳也发生溶解。

大陆阶地的深度不大，如果海洋的气候及海流不妨碍灰岩的

地信网个人图书馆 http://lib.31001.com/

形成，并且从大陆不带来碎屑物質，而其他对石灰岩沉积的因素又都很有利，那末这里到处都可形成石灰岩。

热海中在大范围內所沉积的化学成因石灰岩，由于各季节的溫度一般都較高，結果形成厚度及走向稳定的岩层。这些石灰岩的特征是：致密、微粒結构、土状或貝壳状断口。有时可見到鱗状結构。

化学沉积石灰岩的用途是多方面的。应該提出，有些特别均匀的微粒及稍含粘土的石灰岩可作石印石用。

有机成灰岩是浮游生物或海相生物骨架的堆积体。由此而形成的各种珊瑚礁及海藻灰岩是十分普遍的。在許多地区能見到由浮游动物的鈣質介壳堆积而成的紡錘虫灰岩、許氏輪(Шварепиновый)灰岩及貨币虫灰岩。

大多数有机生成的石灰岩不是均質的。成岩作用較弱时，岩石常具有很大的孔隙度。

礁灰岩很純净，因为珊瑚只生活在沒有机械杂質而有一定咸度的淨水中。层状有机灰岩的杂質較多。

与珊瑚礁有关的石灰岩矿床可供給最純净的石灰岩。它用于化学工业，例如制碳化鈣。

层状有机灰岩广泛用作砌墙材料，因为它較輕，易于加工，且传热及传音較差。

热海大陆阶地形成的有机成灰岩的变种之一，为粉笔用白垩，它也是一种有价值的矿床。

根据А.Д.阿尔汉格尔斯基的研究，白垩是由鞭毛虫(флагеллят)、有孔虫骨架的极小碎屑和方解石微粒組成。根据化石及化学成分，白垩常接近于深海相有孔虫类淤泥，并且很久以来一直把它当作深海相有孔虫类淤泥。但是，現在已确定，白垩与粗粒海滨砂成互层。此外，在白垩中还发現有个别砾石及蠔的厚介壳。这証明白垩是在离海岸不远的地方形成的。因此，白垩是一

种典型的大陆阶地的产物。白垩矿床的分布不广，因为在地史上具有薄层灰质骨架的简单生物（白垩即由这些生物形成）只繁殖过一次（即在白垩紀）。

在热海大陆阶地内，由微粒砂質沉积物逐渐过渡为石灰岩的地方，即浅海沉积向深海沉积过渡的地方，有磷块岩矿床形成。

关于磷块岩的成因有許多假說。其中最著名的是生物成因說和化学成因說。然而現在看来，似乎以Г.Н. 布申斯基提出的假說最为正确。这一假說認为磷块岩的形成，与較浅的热海海底某些地段的沉积物中所发生的成岩作用有关。

根据布申斯基的成岩假說，海底个别地段磷的富集与生物的活动有关，因为只有生物才能将海水中极少量的磷富集在其躯体中。

这类生物不一定很大。构成浮游生物的微生物对磷的聚积起更大的作用。

但是浮游生物本身的发展却取决于海水中磷及氮的富集情况。因此，必須有富含磷的水不断地进入海洋的这一或那一地段。

研究海水中磷的含量証明，河口地区（这里海水的运动是上升的）和浅海峽中磷的含量最大，水中的磷来自大陆。正是这些地段才有利于磷块岩的形成。当然，还必須是搬运来的碎屑物質不很多，这样才不至于显著降低海相沉积中有机物質的含量。

当海水底部及海底淤泥中，磷酸盐溶液保持高浓度时，磷块岩才能形成。为此，沉积物的有机部分不应分解过快。水流較弱可保証有机物質的分解具有中等的速度。水流将氧带入底层，并造成氧化环境。

形成磷块岩最有利的深度为50—200米。在浅处因波浪不断搅动海底沉积物和底层水，妨碍海底淤泥溶液中的磷达到較高的浓度。在深处（200米以上）沉积物中，有机質含量較少，因为大

地信网公云网络资源 http://bbs.3s001.com/

部分死亡的浮游生物，在下沉至海底的过程中已分解，所以不能形成有工业价值的磷块岩矿床，但在深处沉积物中却常可見到单个的磷块岩結核。

在半分解浮游生物残骸所富集的淤泥层中，其最上层是細菌最多的部分。細菌从淤泥的有机質中取得养份，并将有机質分解，析出磷。在这种条件下，淤泥中的溶液里便富集了大量的磷，其含量比海水底层要增加70—150倍。

淤泥溶液中浓度大的磷酸盐化合物，向浓度小的地方移动时，便失去一部分磷。这一部分磷主要围繞各种結晶中心成磷酸化合物而沉淀。海相沉积物中磷的堆积呈分散状态或成結核，这一作用一直繼續到富含有机質的淤泥再次盖复海底为止。

从上述磷块岩的形成条件使我們得以知道磷块岩矿床的构造及空間分布的許多特征。例如，海綠石粘土質及海綠石質磷块岩矿床的形成原因就完全清楚了。許多磷块岩的豆状构造，以及与它們相連接的石灰岩的存在，也容易解释了。

由落于海底的含磷浮游生物残骸所形成的磷块岩矿床可存在于任何年代（从元古代开始）。根据磷在岩石中分布的特点，磷块岩可分为結核状的及粒状的。后者有时又分出一种显微粒状的或层状的磷块岩。

还有一种不常見的特殊的海相磷块岩矿床类型，由于其矿石易于富选，故有很大的意义。这就是介壳磷块岩，其中无水磷酸盐存在于分散在砂里的各种介壳中。这种介壳由磷酸鈣而不是碳酸鈣构成，其原因尚不清楚。

在大陆阶地个别地段所見到的淤泥凹地，充滿着不活动的水。因此，其底层（尤其是沉积物中）具有还原的条件。由于水不流动，淤泥凹地底部堆积有富含有机残骸的薄层粘土物質。

充填于淤泥凹地的腐殖質粘土中的有机物是：浮游生物残骸、单細胞海藻残骸、有时为可能生长在海底的高級海藻残骸、

魚的残骸、某些底棲动物残骸。有机物含量变化范围很大——4—25%。有机物的成分为碳化氢，系由生物体的柔軟組織所形成。

淤泥凹地灘青質粘土經成岩作用后形成油頁岩，在大面积上呈层状分布，因为淤泥凹地的面积通常很大。含油頁岩地层及油頁岩层的厚度可以十分不同。

陆台海大陆阶地是油頁岩矿床形成的最适合的地方。但是，油頁岩也可在地槽海中，特别是边緣拗陷附近的海中形成。

热海大陆阶地与火山活动有关的碧石的形成与冷海大陆阶地的完全相同。

陆台海与地槽海大陆阶地的矿产有所区别。例如，在古老陆台区海相地层中寻找碧石矿床是徒劳无益的。陆台与地槽条件下矿产围岩的厚度差别更大。首先石灰岩层就是这样。

許多海相矿产的形成在很大程度上取决于地壳的运动特征。例如，大家知道，緩慢的沉积作用有利于磷块岩矿产的形成。成为石灰岩矿床的珊瑚礁的生长也与海底运动的速度和运动的方向有直接关系。

某些由生物残骸所形成的矿产与生物的发展有关，同时仅在一定时期的沉积物中才能見到。粉笔用白堊仅产于白堊紀便是最好的例子。

大陆斜坡内外生非金屬矿产的形成

大陆斜坡所占面积比大陆阶地为大。根据П. В.納利夫金的材料，前者占海底面积的15.3%，而后者占7.6%。但大陆斜坡沉积物的体积和矿产数量比大陆阶地为少。这是因为：陆地上搬运来的碎屑物質减少；深海处生存条件普遍較差，使很多成岩有机物受到威胁；由于海水中游离碳酸溶解量增加，海水的溶解力也提高。

大陆斜坡的地形比大陆阶地平坦均一。因而大陆斜坡的机械沉积物較大陆阶地的均匀，粒度也較小。

大陆斜坡的高地，主要为珊瑚島和火山。較常見的盆地为海底峽谷。

如前所述（見第二章第六节），海面上气候条件的不同，在大陆斜坡沉积物上也有所反映。因此，大陆斜坡和大陆阶地一样，可划分为冷带和热带。但两带間的区别較小。

大陆斜坡的各种沉积物有这样的分布規律：大陆斜坡上部与大陆阶地分界的弯曲处为微粒砂沉积。大陆斜坡的其他部分都是各种淤泥的沉积場所，有一部分为陆源淤泥，但主要是生物成的。热海大陆斜坡有珊瑚礁和水藻礁及与其有关的石灰岩沉积。地槽海大陆斜坡的火山活动区則有碧石。

大陆斜坡矿产的成因与大陆阶地矿产成因相同。

冷海大陆斜坡有深海相砂、暗色淤泥和矽藻泥堆积。有时还有深海相砾石。大陆斜坡的主要矿产为矽藻土，矽藻土系矽藻泥經成岩作用而成。

热海大陆斜坡上沉积物和矿产的組合較为多样。这里的砂和陆源淤泥常是海綠石質的，矽藻淤泥为抱球虫淤泥、有孔虫淤泥及翼足类軟泥所代替；在珊瑚島附近有珊瑚淤泥；有些地方还有珊瑚礁和水藻礁，有时造成大島。

大陆斜坡的矿产終究比大陆阶地为貧。大陆斜坡上有机残骸不足，不能造成有工业价值的磷灰岩矿床。这里沒有大量大介壳的堆积，因而不能造成介壳灰岩。热海大陆斜坡上也不常見珊瑚礁和水藻礁，因为它的形成需要有特殊条件：形成初期海深不超过 100 米，洋底緩慢下降，其速度須不超过珊瑚及水藻的生长速度。如此才能使礁繁荣滋长，因为深度在 100 米以上时形成珊瑚的生物便不能生存。

与热海大陆斜坡有关的矿床有：砂岩及含有各种砂質的泥岩；海綠石質的砂岩、粉砂岩、泥岩和粘土；由不同成因的鈣質淤泥經过成岩作用而形成的礁灰岩及层状致密灰岩等。

地质图书馆网络域名：http://lib.sgol.com/

碧石矿床，成因上与海底火山有关，而空間上与火山活动区有关。在冷海和热海大陆斜坡沉积物中均可見之。

大陆斜坡的矿产与大陆阶地的矿产往往不是区分。因此，常常影响我們对于海成矿产的划分。这虽然对于解决矿床勘探的問題沒有多大害处，但对綜合找矿工作的計划有时却影响很大。

深度在2500米以上的洋床內，沉积厚度不大，通常不超过20—30米。这些沉积物是由各种生物成的淤泥以及紅色深海相粘土（由宇宙尘組成）、火山灰和少量漂浮动物介壳和植物的不溶解残骸所組成的。

石化的洋床沉积很少見。由于这一原因，以及厚度不大和性質特殊，所以不能視其为矿产。

11. 成岩作用过程中外生非金屬矿产性质的变化及新矿产的形成

外生矿产形成后不断受到各种变化，这些变化与內力和外力作用有关。在这种情况下，矿产并不显著改变其成分，它仍保持沉积岩石原来的組合，但是产生了一些新的性質，使用途有所改变。例如，砂变为致密的砂岩，矽藻土变为蛋白土。

沉积岩及其矿产性質的变化，总的方向是整个沉积岩层受褶皺、压实、去水。这种作用总称为成岩作用。然而需要說明，成岩作用对矿产形成所起的作用并不只使矿产压实。在許多情况下，沉积岩在成岩过程中所产生的新矿物，常常就是矿产。

沉积物的成岩作用，在其堆积时就已开始。海相磷块岩的形成即可为例。但是充分的成岩作用，是在沉积物堆积以后，其介質的物理化学性質发生变化而形成新的地球化学环境时，才正式发生。例如，当海底形成了沉积层，在上层沉积物使下层与海水隔开以后，下层沉积物的成岩作用才开始进行得特别剧烈。

沉积岩的成岩变化，一直进行到岩石的性質、結构和构造都

地信网论坛网络名：http://bbs.3s001.com/

发生根本变化，即到变質作用开始为止。

成岩作用的过程很长，因而把它分为与所成沉积岩及矿产各种物理性質相适应的几个时期或阶段。为了說明沉积矿产的性質，根据Н.Б.华索也維奇的定名，把成岩作用分成如下几个时期較为适宜：（1）早期成岩作用，（2）晚期成岩作用；（3）破坏作用。

成岩作用的过程与地壳各主要构造单元的构造发展有一定的关系。这种关系在所形成的矿产性質上能很明显地表示出来。可以說，陆台、山間盆地和中間地块的上部构造层的沉积物和沉积矿产都只經过早期及晚期成岩作用。而褶皺带的褶皺构造和近代陆台下部构造层中的沉积物及沉积矿产，則都遭受过破坏作用。

构成陆台、山間盆地和中間地块上部构造层的沉积岩中的成岩作用是由下列作用所引起的：即微生物作用，引起交換反应并造成新矿物的地下水的滲透作用，上复岩层的靜压力，以及由于地壳运动和沉积物的堆积結果而沉降很浅的沉积岩层所受到的溫度作用等。

若与地槽带条件相比，这里的靜压力較小，有方向性的动压力实际上沒有。此外，来自地球內部的热力作用也較小，因为陆台的地溫率比地槽和褶皺带的小得多。时間对成岩作用很重要。

陆台上部构造层中的不同地段，其沉积岩所受成岩作用的程度也不同。在陆台結晶基础或沉积褶皺基底凸起部分上面的新岩层，經受成岩作用最弱。而填充于陆向斜的，特别是与地槽連接的边緣陆向斜的古老沉积岩层，經受成岩作用最强。

年輕的沉积层及其矿产和陆台基底凸起部分上面的古老沉积岩都受早期成岩作用。

早期成岩作用使砂及粘土发生中等的压实，但沒有完全变为砂岩和泥岩。然而，粘土已变紧，砂局部含有致密砂岩构成的大块結核。

泥灰岩具中等压实程度。

石灰岩已是致密岩石，可作毛石用。但粉笔用白垩例外。白垩的低硬度可能与組成白垩的介壳碎屑的强度小有关。

部分矽藻土变为蛋白土。

泥炭变成褐煤。

瀝青粘土压实后，具有层理或薄层理，变为油頁岩。

盐压实了，但石膏的脫水作用以及变成硬石膏的过程尚未开始。

部分氢氧化鉄仍处于松散状态，形成赭石矿床，但在若干地方它已压实。

結核状磷块岩是足够坚硬的結核。层状磷块岩常常是半松散的。

古老沉积层，尤其是陆台基底凹地內部的岩层及其矿产，均处于晚期成岩作用期。这些岩层經压实后具有足够的物理强度。岩石及矿产失去多余的水份。在某些情况下，在陆台下降最厉害的部分如地塹及陆向斜中，由于高溫高压作用可发生进一步的变化。

晚期成岩作用的結果，粉砂及粘土变成砂岩、粉砂岩及泥質岩。这时砂岩几乎都成为致密的很好的毛石矿床。粘土胶結的砂岩則屬例外。

泥灰岩及石灰岩变得致密而坚硬。

古代煤具有較高的碳化程度。屬长焰煤及瓦斯煤。

氢氧化鉄到处都变成坚硬物質，即变成典型的褐鉄矿。

与晚期成岩作用有关的硫矿床产于盐丘的石膏帽中。这种矿床在北美南部分布很广。它形成于有可燃气体、石油或含瀝青或碳化氢（气体）杂質的地下水出露的盐丘中。

上述矿床的硫呈浸染体充填于石膏帽的硬石膏层和石灰岩的小空洞、孔穴及裂縫中。硫常常为硬石膏角砾的胶結物。在某些情

地信网公开网络域名：http://bbs.gs001.com/

况下硫矿床产于石膏帽中，并有很大规模。

大多数研究者認为，硫是碳化氢作用于石膏时所形成的硫化氢沒有完全氧化而形成的，反应按下式进行：

$$CaSO_4 + CH_4 = CaCO_3 + H_2S + H_2O$$

$$H_2S + O = H_2O + S$$

大概硫的这种形成作用不是純化学作用，而是生物化学作用。它是在去硫細菌的作用下发生的。在許多石油矿床的水中都有这种細菌存在。

破坏作用发生在受定向压力（褶皺作用时所发生的）及高溫（下降至深处結果所引起的）作用的沉积岩中。地槽变成褶皺带时就有这种情况，所以受破坏作用的沉积岩构成褶皺带及年輕陆台的基底。

破坏作用表現为岩石的最大压密，同时部分岩石破碎及某些矿物发生脫水作用。

砂岩、粉砂岩及泥質岩变得十分坚硬。边緣拗陷的褶皺作用因压力較小，并且沒有动力变質作用，这里的砂岩常常是最好的毛石。在褶皺带的軸部，岩石常常破碎很厉害，它只能作鋪盖道路的碎石用。

石灰岩往往大理岩化，有时其大理岩化程度很深，以致可作鋪面或細工石材用。

古代煤变为：焦煤、瘦煤以及无烟煤。

边緣拗陷的盐层压密至极限后則开始流动，同时在許多地方石膏完全变为硬石膏。

各处的碧石都变得很坚硬和致密。

12. 外生非金屬矿床的构造因褶皺和断裂破坏而发生的变化

在地球构造发展过程中，外生矿床常因褶皺和断裂破坏而发

生变化。断裂作用使矿体空間位置改变，并将矿体分成若干部分。褶皱作用也能改变矿体的原始状态，并改变其形状。此外，有些矿体形状的变化也取决于其物質的物理性質，即取决于物質流动的能力——在定向压力影响下移动的能力。

地壳不同构造单元的褶皱和断裂破坏的形态不同。构造破坏程度也不一样。下面簡单談談一級大地构造单元中外生矿产矿体所受褶皱和断裂破坏的特点。这类构造单元为，陆台上的（1）褶皱基底的凸起或陆背斜；（2）陆台上的地塹；（3）陆台内的陆向斜和（4）边緣陆向斜；在地槽褶皱带中为（5）地槽内部；（6）边緣拗陷和山間拗陷；（7）山間盆地；（8）褶皱上地塹；（9）中間地块和（10）后繼向斜。

有时沉积物和外生矿产产状的破坏是由于外力的作用而不是内力作用。在喀斯特发展过程中的一些运动，对上述破坏所起作用为最大。

矿体形状由于层内物質的移动而发生的变化并不常見。这种变化只有受压力作用而能流动的矿产才会发生。非金屬矿产中具有这种性質的有，盐、煤和可塑粘土。

对矿产物質流动的过程研究得很不够。还有很多东西不明确。但就目前了解的情况来說，各种矿产物質的流动，只有当矿体具有較大的厚度时方能发生。例如，低炭化的褐煤其厚須超过20米才能流动。如果厚只在1—2米，它和围岩的相对位置就不发生改变。

在陆台基底凸起部分即陆背斜上，外生非金屬矿床构造的变化，通常是不大的。这些变化主要表現在矿体的各别区段彼此相对地沿断层移动。陆背斜中断层网和揉褶网均极少。因此，在一个矿区内通常不超过1—2个断裂。

在某些陆背斜内有时有为疏松含煤沉积所充塡的很深的侵蝕盆地或构造侵蝕盆地，在其煤系中含有厚层的煤和厚层的塑性粘

地质论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

土。当疏松的煤和塑性粘土所承受的压力不均匀且相当大时，在某些地方可形成由挤压而成的煤或粘土的凸起。它們穿过上复岩层，成为典型的刺穿褶皱。其高度达 3 — 6 米，宽10—15米。

假如出露于陆背斜地表之岩层，系由灰岩或粘土組成，則在其中常形成喀斯特漏斗。充填于这些漏斗中的疏松物，常常是耐火粘土。由于滑动結果，它們通常是受了褶皱和被揉皱的。矿体的这种破坏作用是在喀斯特漏斗加深时，因疏松岩层下沉而产生的。

主要形成于隆起陆背斜拱部的地塹，常为厚达数百米之疏松沉积物所充填。充填于陆台上地塹的沉积物与其軸部通常成一定的角度。总的說来，这些沉积物产状較为平坦，构成单斜层或平緩褶皱，在地塹的两側为阶梯状断层所切割。充填于地塹的疏松沉积物中的层状矿产也具有相当的构造。

陆台內陆向斜中的层状矿体(包括煤层和盐层)产状較为平坦。只偶然为断层所切断，断层主要分布在靠近陆背斜的两側。

在边緣陆向斜中，外生矿床破坏得最厉害。其靠近地槽褶皱带的沉积岩中，具有明显的褶皱，虽然它們很快地从褶皱带向陆向斜內部消失。褶皱通常被断裂——大的逆掩断层及断层所复杂化。一般有两三个褶皱明显地沿整个地槽褶皱带而伸展。

在陆向斜內部褶皱軸往往較短，有时褶皱变为断层組成的穹窿状隆起。

在含有厚盐层的边緣陆向斜中，穹窿构造特为清楚。陆向斜內部盐层呈盐丘并为断层割断，在地槽褶皱带附近的直綫褶皱中，則呈盐背斜状。

在許多国家开采盐丘。在大多数情况下是为了开采石盐，但在許多国家开采盐丘是为了取得鉀盐，它埋藏于石盐层內部。

在德意志民主共和国尤其广泛地开采盐丘中的鉀盐。根据許多盐丘坑道的情况証明，盐在其形成过程中流动很厉害；盐层被强

烈揉皺，形成盐褶皺，其厚度很不均匀。

边緣陆向斜內部，层状沉积矿床按其构造是与地层构造形态相适应的，这点上面已作了簡单的說明。

受褶皺的沉积岩系中的煤层的变动情形与砂岩或石灰岩层的情况相同。通常，边緣陆向斜发生褶皺时，定向压力不能使煤层由向斜移至褶皺的背斜部分。

但是上复岩层的定向压力及靜压力足以使盐层移动，結果形成典型的盐丘或在直綫褶皺的背斜拱部形成盐背斜。

当边緣陆向斜內直綫褶皺的背斜拱部有盐构造时，在盐溶解之后，可形成下降盆地，其面积有时可达数十平方公里。

下降盆地常常是形成耐火粘土及褐煤的地方。这种盆地在繼續加深以后，其沉积物及矿体常形成盆状的下降向斜。同时，构成下降向斜底部的岩层常常有凸凹的現象，这与盐丘拱部个别地段成长很快有关。

如果下降盆地的层状煤矿厚度很大（达数十米），那么在其頂板中就产生不大的穹窿状煤凸起。煤穹窿可高达10米，寬20—40米。在构成穹窿的煤中，可清楚地見到流动痕跡。

在地槽褶皺带內，地槽內部的沉积物构造破坏最为强烈。这里岩层被揉皺成陡立的，常常是很小的褶皺，发生直立和倒轉現象，并且在許多地方为不同成因的断裂所破坏。

褶皺有时是不調和的，即在褶皺过程中，岩层厚度发生了次生变化。当可塑岩石例如煤、粘土夾层处在强度很大的岩层之間时，不調和性尤其显著。不調和性表現为背斜中可塑岩石的厚度增加，而在向斜中厚度減小。

遭受强烈挤压的煤层具有所謂有尾褶皺。在倒轉背斜拱部的有尾褶皺中，煤可发生巨大的膨胀。

当可塑岩石中有厚度不大的坚硬岩石时，則形成构造透鏡体。其实質在于坚硬岩层被分成一連串的孤立的透鏡体，其四周为較

地质图书馆网络域名：http://tbs.3001.com/

塑性的岩石所环绕。埋藏在泥板岩中的石灰岩常常形成构造透鏡体。

地槽内部外生矿体的特征是断裂将其破碎成許多部分。在許多矿床中断层、逆掩断层、平移断层等形成断裂网可将矿产破碎成大小只有数米的块段。当各块段沿断裂互相移动时，矿体通常发生构造狹縮或相反的膨胀。关于这种被强烈破坏的矿床，在进行勘探及开采时所遇到的困难，就可想而知了。

地槽褶皺带内部，除了小断裂外，常有大断裂，有时其长度达数十甚至数百公里，而宽达数百及数千米。这种断裂通常沿褶皺带的走向伸展。它們将褶皺带分成不同构造的条带，有时断裂成为各組外生矿产分布的天然界限。

在許多褶皺带內，广泛分布着石灰岩。石灰岩中常有喀斯特地形——喀斯特漏斗、坡立谷等等。它們常成为沉积物堆积及外生矿床形成的地方。例如，地中海 Terra Rossa（紅土）型鋁土矿及一些煤矿床就与喀斯特成因的下降作用有关。

喀斯特漏斗繼續加深时，充填于其中的岩石就发生蠕动。結果在矿体中形成傾斜地段、小的不稳定的褶皺以及断裂，这时矿体各块段彼此相对移动。

地槽褶皺带发展第一阶段的最后一个时期所形成的边緣拗陷及山間拗陷，具有伸展中等的明显的直綫褶皺。規則而較大的褶皺，其两翼的傾角在30—50°之間，此种褶皺有时可伸展至数十公里。在若干地方断裂使其更加破碎。但褶皺的构造破坏一般不很大，所以对与其有关的外生矿床的勘探和开采，一般影响不大。

边緣拗陷的沉积岩系中常有含盐岩层。当盐层厚达数十米，而其上复岩石厚在500—600米时，由它們所組成的褶皺，可形成盐丘，有时也形成盐背斜。

山間凹地是褶皺带內部的下降盆地，为較新的岩层（新于其

周围褶皱构造的岩石）所充填。通常凹地的中央部分下降較多，这里出露地表的为最新的沉积物。靠近边緣，即靠近周围岩体的地方，凹地的底部有些上升，結果在地表出露的，为較老的岩层。

充填于山間凹地的沉积岩系中，矿体的断裂分布通常是这样的。在凹地两侧附近出露于地表的較老沉积物破坏最为厉害。这里有褶皱、逆掩断层及断层。

山間凹地两侧附近的褶皱最强烈。向着中央部分，褶皱逐漸消失。凹地边緣附近褶皱两翼的傾角为50—70°。有时沿凹地两侧有两三个伸展很远的平行褶皱。在某些情况下为短褶皱或穹窿状褶皱所代替。

山間凹地两侧附近的褶皱往往被逆掩断层所复杂化，并为断层所破坏。

在山間凹地的中央部分褶皱較弱，变成平緩的波浪起伏的岩层。

如果山間凹地的沉积物中有煤层存在，那么它在凹地的两侧附近可形成有尾褶皱，后者常为断裂所破坏。

山間凹地沉积岩組中的底部盐层，有时可形成盐丘构造。

褶皱带地塹（надскладчатый грабен）与山間凹地的区别是它的寬度小，长度很大，通常沿褶皱带的褶皱构造而伸展，并且很深。地塹两侧較陡。所以在地表只露出充填于地塹的沉积岩。

在褶皱地塹內沉积岩层及沉积矿体的破坏主要为大褶皱，其两翼的傾角从30°到80°。褶皱拱部寬闊。地塹两侧附近的褶皱为稀少的逆掩断层及断层所复杂化。

許多褶皱带地塹內有煤矿床，其特点是某些煤层的厚度很大，煤层的膨胀，常被侵入围岩4—5米的小煤穹窿所复杂化。

中間地块乃是坚硬的地块，位于不同年代的地槽褶皱中，其沉积岩层及与其有关的外生矿产的产状比較平緩。通常，在中間

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

地块范围内沉积岩层的产状是水平的，抑或倾角不大，或形成平緩的褶皺。在中間地块的边部开始受到在地槽条件下所产生的褶皺影响。这里在沉积盖层中有褶皺及断裂。

后繼向斜，位于褶皺带侵蝕了的复向斜或边緣拗陷中，这里沉积层的产状較为平緩。有时后繼向斜的沉积物被挤压成平緩的褶皺（两翼傾角为5—10°）。有时岩层产状水平。后繼向斜中的沉积矿床极少受断层破坏。

13. 风化过程中外生非金屬矿产的变化

地球不断地发展，与其发展有关的是地表各个地段的自然地理条件也发生变化，因此，早期形成的矿床，便发生风化作用。

海退时，海相沉积物进入与海底完全不同的大陆环境，它便开始风化。

不需增加很多的水份就足以使盐湖变淡并溶解湖底的盐。

气候干燥性的增加使泥炭田疏干，結果使泥炭中失去水份的植物残骸部分发生分解。

类似这样的例子可举很多。总的說来，处于与其生成时不同的物理化学条件下的任何矿产，由于这一或那一原因，均可发生风化。

风化作用在一种情况下使矿产的質量变坏，而在另一种情况下則使之变好。例如，风化带的煤变成煤华后，其实际用途很小。反之，风化作用能使玻璃砂或各种粘土的質量变好。

风化作用受自然地理的垂直及水平分带性所控制。在論述各自然带內的矿产形成时，已說明了每带风化作用的特征。所以描述风化作用对各种外生矿产性質的影响从略。外生非金屬矿产很多，我們只重点地研究一些有价值的矿物原料的性質在风化时的变化。

地質工作者在其实际工作中所碰到的，主要是矿产的近代风

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

化。这就使我們在描述各自然带时，可以采用近代地理术語。每一带的同种矿产，在外力作用下当发生相同的变化。

必須注意，在地球的許多区域中，外生矿床的风化带很久以前就已开始形成，有时甚至在第三紀就已开始形成。所以，在某些情况下，这些风化带的輪廓与近代的不符，因为它們是在另一种古气候条件下形成的。

通常在矿床风化带，可見到比現代气候热而干的气候的影响。这种气候即所謂干热期所固有的，它在北半球冰期以后曾发生过。

苔原永久冻結带的矿产，主要遭受物理风化，表現为露头处矿产变成碎块，其风化深度不超过2—4米，因为在永久冻結条件下，矿产在实际上是不发生变化的。

在苔原上溶解作用进行緩慢，此带虽为正湿度差，但总降雨量却很小。其水量甚至溶解氧化物也不够，所以在某些苔原中有小盐丘（соляная сопка）存在，小盐丘是盐丘构造的尖端。

在森林带，其中包括森林草原及远东闊叶林亚带（即溫和季节风气候亚带），具有显著增强的化学风化及生物风化。这里大气降水及地下水对各种盐的溶解作用大大加剧。

在森林带外生建筑石料（如砂岩）的露头处，矿产質量变坏。风化深度不一。适于作石料的砂岩，埋藏在5—10米的深处。

森林带的泥質岩，出露地表后变成用途不同的粘土。从泥質岩到已变成粘土之风化带的厚度不很大。通常不超过1—3米。在风化过程中粘土的質量变好。

动力用煤在露头处变成煤华，只有在10—15米深处取样才能求出其眞实性質。

焦煤需在深50米（或更深）处取样。接近地表的地方它常常失去炼焦性能。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

森林带的石盐及钾盐矿床通常在离地表深約 200 米的范围內溶解。当然这是指沒有永久冻土的地方。在盐丘构造中深达80—100米的范围內，硬石膏就变成石膏。

在草原带（其中包括沙漠草原）的风化过程中，空气中氧及碳酸的作用增加，而水份的作用减弱。

草原带砂岩风化可达10—15米深，有时其变化不强烈的部分在較浅的地方也能見到。

草原带褐煤和烟煤的风化深度可达20—25米。焦煤应在50—60米深处取样。

在草原带最干燥的地方，盐丘中氯化物的出現深度为 5 — 6 米。但更常是在 70—100 米深处遇到。硬石膏在小于30—50米的深度可变为石膏，但并非到处如此，主要是发生在裂隙带中。在巨大范围內的致密岩块中，于10—15米深处就可遇到硬石膏。

沙漠內砂岩及泥質岩的破碎深度与草原地区同。煤的变化情况也是这样。

沙漠区盐矿几乎不发生溶解。其不为地表水所溶解的盐丘，有时发展得很快，以致可形成盐山，甚或从其中流出盐舌。例如在阿拉伯半島就有这种情况。硬石膏十分緩慢地变为石膏。在沙漠的許多地区硬石膏与石膏同时出露于地表。

相当于热带森林草原以及热带季风气候带的亚热带內，化学风化十分强烈，雨季降水可滲透至很深的地方。

在亚热带內，外生矿产的破坏十分厉害。砂岩可风化至50米深处而失去其强度。泥質岩同样破坏得很厉害。其风化带厚可达40米。

煤的风化带厚可达50—100米。

氯化物盐类約在300米深处可以見到。

赤道森林带外生矿产的风化情况大致与亚热带相同。只是赤道森林带的化学风化及溶解的深度更大罢了。

第 三 章

岩浆成非金屬矿产的形成

岩浆成非金屬的形成与岩浆的活动有关，而岩浆活动在地壳内部及地表均能产生。

岩浆活动广义的說是指岩浆的形成，岩浆侵入地壳或喷出地表，岩浆的冷却，岩浆的析出气态及液态射气。岩浆成非金屬矿床是由岩浆冷却及射气作用結果而成，即在岩浆作用的終結阶段形成。

大多数岩浆成非金屬矿产是在地壳深处形成的。所以这类矿产的成因还研究得不够。虽然如此，某些复杂的岩浆作用及岩浆期后作用的特征可以認为已經确定了。这些作用需要进行簡要的論述，以便判断岩浆成非金屬矿床的主要类型是如何形成的以及它們在地壳中是怎样分布的。

岩浆成矿产形成过程的論述将考虑地壳的三个主要深度帶——岩浆帶、变質帶和风化帶——以及地表的物理化学条件来进行。

1. 岩浆作用的一般特征及地表和深部火山作用对岩浆成非金屬矿产形成的意义

岩浆活动与地球的內力作用有关。

根据最新的宇宙假說，地球及其他行星是由宇宙尘及在宇宙空間早期形成的天体的細小碎片堆积而成。

組成地球的放射性化合物由其放射性分解作用，使地球个别地段灼热。热源物質的物理状态，主要取决于其上复岩层的压力。

地信网论坛网络版名片 http://bbs.ss001.com/

灼热的岩石大部分处于高压下，为固体結晶質的或玻璃質的物質。当褶皺作用或大断裂的破坏使压力减小时，固态的岩体就变成熔融体而形成岩浆源，熔融液体物質从此移动，侵入上复地壳的堅硬地段或以熔岩形式噴出于地表。

岩浆成非金屬矿产无論在侵入或噴出作用过程中均可形成。

与岩浆体侵入有关的岩浆成非金屬矿产，其形成时的物理化学环境与地表所观察到的根本不同。

地壳內部，在岩浆带中溫度是很高的，通常在1000°以上。

在岩浆源以外的变質带，溫度較低，但也有数百度。总的說来，变質带还有較高的溫度，离岩浆源愈远，溫度也愈低。

在变質带以上的风化带，溫度繼續降低。溫度的降低在这里也是逐漸的。

由岩浆源至地表溫度的逐漸降低，使各种放射性化合物通过射气作用，可能带至距岩浆源很远的地方。

巨大的岩浆体，如岩基，能很好地灼热围岩，所以射气可离开它特别远。

岩盘及岩株型的半深成体，对围岩的溫度影响范围較小。因此，围繞岩浆体以空洞充填及交代方式形成的矿床，常常直接分布在它們的近旁。

地壳深部在岩浆带和变質带的压力，可达好几百个大气压。高压对許多物理化学作用有很大的影响。在风化带大部分压力也是很高的，只在近地表处压力才降低。

在多数情况下，压力的降低使岩浆所析出的液态和气态射气形成各种矿物堆积。

在岩浆带沒有氧和水（氧和水是巨大的风化营力，它們能造成氧化环境），所以岩浆带的物理化学条件是还原的。

在直接与岩浆源相接的变質带下部，同样以还原环境占优势。在变質带上部已开始受到下滲的富含氧的地表水的氧化影

地信网公众号域名：http://bbs.3s001.com/

响。但其还原反应还是超过氧化反应。

在最靠近地表的风化带，氧化环境占优势，这主要是由于氧和碳酸气直接呈气体状态或在地表水中呈溶液状态下渗至风化带的緣故。

冷却着的岩浆体所析出的射气，由岩浆源向地表移动时，經历着各样的物理化学环境。由于这个緣故以及岩浆所析出的气体和热水溶液与围岩的互相作用，便产生各种各样的新的矿物堆积。这些矿物堆积常常就是矿产，它們主要形成于变質带和风化带。因此，可以得出結論說，在地壳各带中，凡存在有岩浆源的地段，由于岩浆侵入活动之結果，可形成各种矿产。射气矿床这一大类有 90 %以上与侵入体有关，因为在侵入体上部有围岩复盖，它們正好吸取在岩浆冷却中所析出的射气。

地表岩浆作用所处的条件有些不同。

地表火山作用的特征是熔岩从火山口跑至地表时，压力迅速下降。由于压力降低，通常发生暴发，同时喷出大量的火山灰。因火山的喷发，形成火成碎屑矿床。

喷出岩就其形成条件来講，任何时候都不可能象侵入岩那样剧烈地进行分异。至于射气，那就更不会分异了，它直接从岩被或岩流中逸出来之后，大部分进入空气中，因此不可能形成矿产。只有当熔岩富含气体和熔岩复盖层相当厚时，在其空洞（杏仁状）中才可形成某些矿物。

火山所析出的，特别是火山喷发后所排出的大量液态和气态射气，若其成分易于氧化，即被空气中的氧强烈氧化。在射气露出地表时，因溫度的显著下降，这样，就从气体和热水溶液中形成各种固态矿物。

2.不同成分的岩浆及其与岩浆成矿产的关系

研究地壳的地質結构証明，岩浆岩和与其有关的岩浆成矿

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

产，具有各种各样的矿物成分和化学成分。当然，形成它們的岩浆也应該是各种各样的。

对不同成分岩浆形成的原因，以岩石学家研究得最多。关于这一复杂問題还存在着不同的观点。

有些人認为玄武岩浆为原生岩浆，由它形成所有已知的岩石，玄武岩层分布于深自40—60公里的整个地壳中。

另外一些人認为有两种活动岩浆——酸性的和基性的在目前都存在。

最后，第三派認为具有不同成分岩浆的岩浆源是同时存在的。

此外，所有岩石学家都承認岩浆分异作用的可能性，它是岩浆岩多样化的主要原因。

因分异作用是一复杂过程，故所造成的岩浆也是极其多样的。尽管如此，仍可分出两种主要岩浆序列和两种次要岩浆序列。相应的岩浆为酸性和基性的，以及碱性的和非矽酸盐的。

酸性岩浆含二氧化矽在52%以上。在冷却时它們形成下列岩組：花崗岩和流紋岩，正长岩和粗面岩，閃长岩和安山岩。

酸性岩浆的特征是熔点低，粘性大和富含气体。

与酸性熔岩有关的有各种非金屬矿产。

自岩浆矿产中，这里应該提到鋪面石，其中常用的有花崗岩及正长岩，它們常构成岩基及岩盘。

与酸性岩浆有关的射气非金屬矿产的大类中有：刚玉、磷灰石、螢石、重晶石、石英、明矾石和硫。

伟晶岩非金屬矿产中应指出的有：白云母、金云母、純綠宝石、长石、石英。

火成碎屑非金屬矿产有：浮石、白榴火山灰、粗面凝灰岩及凝灰岩。

由于酸性岩浆中富含有各种不同的射气，故其侵入地壳或噴发至地表之結果，可形成多种多样的非金屬矿产。

地质网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

基性熔岩的二氧化矽含量小于52%。基性岩浆冷却后可以形成：輝长岩、輝綠岩和玄武岩、輝岩及橄欖岩。

基性岩浆的粘滞性小（即活动性大），熔点高。其所含气体与酸性岩浆相比則少得多。显然，基性岩浆易于形成板状脉，而出露于地表时，則形成岩流，其厚度不大，但分布面积很广。深成基性岩浆体的体积通常比相应的酸性岩浆体为小。基性熔岩喷出时，可产生少量松散的喷发产物。由于基性熔岩所含的气体少，这就决定了与基性岩浆岩有关的射气矿床也不多。

与基性岩石有关的自岩浆非金属矿产有毛石。

有时在超基性岩石中有分凝非金属矿产，如金刚石。

射气矿产中应提出的有：刚玉、石棉、滑石、菱鎂矿及冰洲石。

硷性岩浆按其性質在某些情况下与酸性岩浆相接近，在另一些情况下則与基性岩浆相接近。例如，硷性岩浆含有大量揮发物，冷却后可形成硷性正长岩。这种硷性岩浆不能称为白榴玄武岩岩浆，因为后者的揮发物含量并不多。

霞石正长岩属于与硷性岩浆有关的自岩浆非金属矿产。霞石正长岩中产有磷灰石和石墨分凝矿床。

由硷性正长岩和霞石正长岩而形成的正长伟晶岩有时含有具开采数量的刚玉。

非矽酸盐岩浆就其物理性質来說，也是有时象酸性岩浆，有时又象基性岩浆。例如形成磷灰岩（几乎完全由磷灰石組成）的磷灰石岩浆具有高度活动性。在基性鈦磁鉄矿和鈦鉄岩浆中揮发成份大为減少。在岩浆成鈦磁鉄矿中常見有磷灰石的析出体，但是与鈦磁鉄矿矿体有关的具有工业价值的磷灰石矿床却极少見。

3.岩浆的冷却，其所产生的作用及对岩浆成非金属矿产形成的意义

所有岩浆成矿产，都直接或間接地与岩浆有关。因此，为了

地学网论坛网络域名：http://bbs.3501.com/

以后能詳細地論述这些矿产的成因，就必需簡要地討論岩浆源中的岩浆所发生的作用。

早就知道，不同种类的岩浆成矿产与不同种类的岩石有关，这就要求我們弄清有关岩浆成分的变化，首先是岩浆分异作用的問題。

分异作用有岩浆分异及結晶分异。前者是在岩浆未进行結晶时，原始岩浆分成几种岩浆，即与析出結晶体无关的一种作用。后者是結晶作用的結果。

液态岩浆按比重或分子扩散結果而分化成不同組份的这样一种过程，目前認为是不可能发生的，因为岩浆的粘滞性很大。岩浆同化作用及熔离作用对液态岩浆成分的变化不起主要作用。

岩浆同化作用是岩浆从被其侵入的岩石中吸取各种物質。由于这种吸取作用，岩浆的成分就发生变化。

岩浆同化作用是一种复杂的过程，不能把它看作簡单的熔化作用。有时可能完全沒有熔化作用，例如当熔化溫度比岩浆溫度还要高的矿物（这类矿物大多数是变代成因的）落入岩浆时，就沒有熔化作用发生。

此外，有些矿物易于在岩浆中溶解，这对岩浆成分有很大影响。尤其是石灰岩具有这一特点。例如玄武岩質岩浆在同化大量石灰岩之后，岩浆成分发生变化，便形成霞石正长岩。

在很深的地方，在高溫和高压条件下，例如在花崗岩岩基的接触带，同化作用就进行的比較剧烈和完全。但是必須說明，被侵入体同化的矿物总量与侵入体的体积相比則小得多。因此，应該把同化作用看作影响岩浆成分变化的次要因素。

大家都知道，熔离作用是岩浆分化成两种不相混合的液体的一种作用。在岩浆分异过程中熔离作用的意义还不够清楚。但由熔离作用的結果，在基性岩浆組成的岩盘底部可以形成硫化物矿条这是可以証明的。至于談到純矽酸盐岩浆中的熔离作用，且

地质网论坛网络域名：http://bbs001.com/

前还不是所有人都認为肯定存在的。看来，熔离作用不能从一种岩浆中形成几种彼此相差很大的岩石。

結晶分异作用对各种岩浆及岩石的形成的影响比岩浆分异作用要大得多。

結晶分异作用的实质在于，岩浆冷却时，析出晶体，因而改变岩浆的成分。这种作用如以玄武岩質岩浆源所产生的作用为例，就比較容易理解。

在玄武岩質岩浆中，当其溫度降低时，形成橄欖石晶体，它的比重較大，下沉至岩浆源底部。在橄欖石晶体形成过程中，有某些过剩的二氧化矽析出。它們聚积于残余熔融体中。在橄欖石晶体下沉至岩浆源底部的同时，其上部的残余熔融体亦排挤到岩浆源的上部。

橄欖石析出后，自熔融体中結晶出輝石，它們聚积于橄欖石之上。

在輝石結晶的同时或稍晚，則析出斜长石。

岩浆中由上述矿物析出的結果，残余熔融体逐漸減少，而其中的二氧化矽的相对含量逐漸增加。因此，最后在冷却着的岩浆源上部形成花崗岩質岩浆。

这样，由于結晶分异作用的結果，在岩浆区（магматический бассейн）内的玄武岩岩浆可分成几层，并且愈向下基性程度就愈增加。由每一层的长期地繼續結晶。每一层的岩浆在适当的构造条件下都可以侵入围岩，或者喷发于地表。

有时岩浆成分的变化，是当它进入围岩时失去某些化合物的結果。例如，霞石正长岩不仅可由玄武岩岩浆吸收石灰岩而成。在某些地方可以看到花崗岩岩浆在侵入石灰岩、橄欖岩，或蛇紋岩之后，也能形成霞石正长岩。在上述岩石中二氧化矽是缺乏的，所以引起花崗岩岩浆的脱矽作用，結果变为霞石正长岩岩浆。

地信网论坛网络域名 http://bbs.ssoi.com/

岩浆的分异作用决定了岩浆形成矿产的多样性。很明显，在深部的巨大岩浆区，由于冷却緩慢，岩浆的分异程度最高。在半深的小岩浆源中，岩浆的分异作用是較弱的。而在厚度不大且冷却迅速的熔岩复盖层及岩流中，分异作用实际上是不发生的。

地壳深部巨大岩浆区的岩浆分异作用，在有构造运动的条件下，其进行的时間长。构造运动，特别是褶皺作用及大断裂的形成，促使岩浆自巨大的岩浆区周期性地侵入围岩。在分异作用的不同阶段发生的侵入作用，促使形成不同成分的，但属于同一侵入岩浆活动时期的侵入体。

不同成分的侵入体，可在同一时間內侵入围岩。当各种岩浆自岩浆区的不同部分侵入到因构造运动而变得薄弱的距地壳很近的地段时，就发生这种情况。

关于地表火山作用同样有这种現象。

每一岩浆源的岩浆早晚总要結晶和冷却，以形成这种或那种岩石。如果結晶作用在深处发生，因进行得緩慢，而冷却的岩浆又貧于揮发組份，那么这些揮发組份，在角閃石及云母組矿物的形成过程中就能全被消耗。因此，在某些情况下，冷却的岩浆不发生气态及液态的射气作用，所以也就不能形成射气矿床。但是，更多的情况是从結晶的岩浆中分泌出大量的射气。故应該較詳細地来研究射气的形成条件及其在岩浆內部的变化，关于这点主要根据B. A.尼科拉耶夫的著作（1955）进行討論。

在岩浆源中，熔融岩浆变化的第一阶段称岩浆阶段，通常是結晶作用，表現为熔融物質逐漸变成固体。

岩浆冷却时，其中揮发組份的溶解度逐漸減小，最后达到极限。通常在結晶作用的岩浆阶段，不易析出揮发物質。但在某些情况下，若岩浆中含有大量揮发物，則在原始熔融体中难熔矿物結晶以前，揮发物就可能开始析出。

任何岩浆在任何条件下（不論是相对封閉系統也好，或是相

对敞开系统也好）冷却时，均会发生結晶作用。其結果是在岩浆源中出現最难熔的矿物，形成分凝堆积体。已形成之晶体为尚未結晶的岩浆所包围，后者在适宜的构造条件下，可被挤入围岩。有时冷却着的岩浆在岩浆源中分为二种互不混合的液体，当凝固时形成不同成分的矿物堆积。这种分离作用叫做熔离作用。

岩浆完全冷凝时，可形成各种岩浆成矿产——自岩浆的、分凝的、貫入的及熔离的。

結晶作用的第二阶段称岩浆蒸餾阶段。这一阶段是当熔融体的大部分轉变为固态，而揮发物的相对含量大量增加时开始的。

岩浆蒸餾作用表現为結晶作用时析出气体相，气相与熔融体中的液相同时存在。在压力低的相对敞开系統中，即被渗透性良好的岩石复盖的岩浆源中，岩浆蒸餾作用是在較高溫度下开始的。在封閉系統中，即盖复有渗透性不好的岩石的岩浆源中，压力較高，因此，岩浆蒸餾作用开始較晚。

残余熔融体中的揮发物質，当其在岩浆源中聚积而产生的内部压力大于外部压力时，即轉变为气态。

在岩浆蒸餾作用时形成的并与残余熔融体同时存在的气体，因受巨大压力作用，乃沿裂隙和孔隙冲入围岩。

若岩浆源是較封閉的系統，在特别富含气体的残余熔融体冷却結晶时，可形成很大的晶体。通过这种方式，在岩浆結晶作用的第二阶段，当地質环境适宜时，可形成含有一些非金屬矿产的簡单伟晶岩或正常伟晶岩。

結晶作用的进一步进行視岩浆成分的不同而不同。

若岩浆中不含較易溶于水的盐类——碱类的矽酸盐、碱类的硫化物和卤化物、碱土和部分重金屬的卤化物和硫化物时，由于残余熔融体完全結晶的結果，可分泌出大量气态射气。根据这一特征，屬于岩浆結晶作用的这一阶段，称为气成阶段。在气成阶段中，不論在相对封閉系統，或相对敞开系統中，气相逐漸冷却大

地学网论坛网络名：http://bbs.3001.com/

致是一样的。在压力较低的相对敞开系統中，气成阶段的开始較早些。气体部分地逸出岩浆源范围之外。

含有上述易溶于水的、揮发性較弱的化合物的岩浆，在相对封閉系統中經历着气相的凝結阶段。气相的凝結随岩浆的逐漸冷却而进行。以后，气体部分地逸出岩浆源范围之外。

当含有易溶于水的化合物的岩浆在相对敞开系統中冷却时，不出現凝結阶段。这里，外部压力比較小，上述岩浆中那样少量的揮发物还在岩浆蒸餾阶段便跑出岩浆源了。

岩浆析出的气态射气逸出岩浆源范围之后，与围岩发生置換反应，可形成接触交代矿产和远交代矿产。在某些情况下，由这种射气还可形成气成充填空洞矿产。

岩浆作用的最后一个阶段称热液阶段。有时，它开始得較早，随着岩浆蒸餾阶段而发生。当冷却着的岩浆富含大量气体时，就有这种情形。气体跑入岩浆源外温度低的围岩时，便发生冷却，逐漸轉变为热水溶液。这种溶液常含有部分难于凝結的气体——CO_2，H_2，O_2等等。

热水溶液也可在岩浆源内形成，发生在結晶作用的气成阶段之后（見上）。这是由岩浆冷却时产生的气体，在温度降低时凝結而成。在这种情况下，热水溶液部分地停留在岩浆岩的裂縫和孔隙中，部分跑出岩浆源范围之外。

最后，热水溶液还可以在"……岩浆蒸餾作用以后比較久的阶段，由正在結晶的熔融体析出的残余水溶液而成"。（B.A.尼科拉也夫，1955）。

热水溶液从岩浆源中带出大量的各种化合物。由它們可形成热液充填空洞矿产、接触交代矿产和远交代矿产。

压力对岩浆内部所产生的作用，有很大影响，压力取决于岩浆区的深度和規模，也取决于其所在区域的构造发展情况。

岩浆上面围岩內压力的每一次降低，都会使岩浆排出的射气

浙江网络公网络域名：http://bbs.35001.com/

增加。围岩中压力的下降与褶皱及断裂破坏有关。因此可以理解，褶皱作用和深大断裂的形成，会加强构造运动区内岩浆源的射气作用。由于可得出結論，气成作用和热液作用具有脉动性質，它們在形成射气矿产和伟晶岩矿产中，具有很大意义。

岩浆作用的脉动发展，在确定自岩浆矿产的許多性質时，也起着不小的作用。

断續性即脉动性，在火成碎屑矿产中亦具有之。

4.岩浆析出的气体和热水溶液及其在非金属矿产形成上的意义

对人造矽酸盐熔融体所进行的实驗及对火山作用的观察确定，岩浆是形成許多矿产的气态和液态射气的主要来源。

与破坏作用及变質作用有关的某些矿物的脱水作用，也使地壳内部出現少量气态及液态水。地表水有时能滲透至深处。所以，除了岩浆以外，还有其他的气态及液态水的来源。但目前大多数地質学家認为，所有具有結晶构造并形成浸染体、矿脉、矿巢、矿株及网状脉等的矿产，不是由岩浆岩組成的，而是由岩浆冷却时所析出的射气形成的。

为不同成分的岩浆所充滿的岩浆源及岩浆区，所析出的射气多寡不一，这取决于岩浆的性質，岩浆体的大小，及其形状和埋藏深度。

深部巨大岩浆区，特别是被酸性岩浆充滿的岩浆区，对揮发物質的聚积有着良好的条件，主要原因在于上复岩层的厚度較大，裂隙性小，故射气漏失极少。但后一种情况，对于射气矿床的形成不十分有利。在这样的岩浆区中，揮发物質主要消耗于早期形成矿物的交代变質上。在致密的围岩中揮发物侵入的很少，主要进入宽闊裂隙中。所以，在巨大的岩基附近通常沒有或者极少見到接触交代(矽嗄岩型)矿床以及热液和气成充填空洞矿床。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

这里主要是形成伟晶岩。

为裂隙岩石所包围的不大的半深岩浆体能析出大量气态及液态射气。这是因为在半深条件下，岩浆源所受到的外压力比深部条件下的为小。所以射气从岩浆源进入围岩的可能性很大。

此外，半深岩浆体通常比较小，冷却比较快。因此，被这种岩浆体所侵入的岩石，由于冷却不均匀而产生的裂隙，要比深部岩浆体上部的厚岩层为多。大量与岩浆冷却有关的张裂隙也促使射气跑出岩浆源。

最后，大家知道，由不同原因所产生的地壳总裂隙性以地表为最大，越往深处由于围岩的压力不断增加，裂隙性普遍减小。当然，在这种条件下，从半深岩浆体析出射气的可能性就比深部岩浆体析出射气的可能性为大。

接近地表的岩浆源所析出的射气为量更大，它們补給火山。这里外部压力不大，岩浆源通常与地表有直接联系，岩浆冷却迅速，因此在短时間內析出大量气态射气。这些射气几乎全部跑入大气中，因而很少参加地壳內部的成矿作用。但是，它們对火成碎屑矿产的形成，却起着很大作用。如所周知，构成火山凝灰岩的火山灰主要是岩浆源中的气体从火山道向地表噴发的結果。

就各种岩浆中揮发份的含量来說，正常硷土成分的及硷性成分的酸性岩浆，含有揮发物質最多，基性岩浆中的揮发物質則大为減少。所以大部分射气矿床都与酸性岩浆体有关。但不能說在基性岩石附近或其內部完全沒有这类矿床的可能，只不过不多見而已。

射气的物理性质

岩浆冷却所析出的射气，具有各种物理化学性質。在冷却开始时，以析出气体为主，但有时也无純粹气相，而是气体的析出与液体的析出同时进行的（見上）。

在岩浆析出的液态射气中总有气体存在。但对气体在矿产形

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

成中的意义，却有不同的評价。某些学者，例如 B.A. 奧勃魯契夫、П.М. 塔塔林諾夫，認为气体对接触交代矿产的形成起很大作用。而另一些学者，例如 Л.С. 柯尔仁斯基，則認为这一类矿产主要由热水溶液作用的結果。

由岩浆析出的气体液化时，产生热水溶液。这些气体中有大量水汽。溫度降至400°以下时，气体就开始发生液化，此时水气就变成水。

热水溶液大部分是分子溶液。因此它形成具有結晶构造的矿物堆积体。但在某些热液矿床中，无疑地可以見到胶体物質，它可以是金屬矿物，也可以是非金屬矿物。这說明在热液矿床形成过程中，与分子溶液同时存在的胶体溶液，起着一定的作用。由 О.Л. 列文茨基的研究确定，胶体溶液甚至参与高溫矿床的形成作用中。

由大量射气矿床的研究証明，矿物堆积体大多是晶态的，而胶态的則很少。这說明分子溶液超过胶体溶液。

关于由岩浆析出的射气而形成水胶溶液的問題是很复杂的。А.Г. 别捷赫琴及其同事詳細地研究了大量热液金屬矿床，証明岩浆不可能析出水溶液。在地壳內部，当然也不可能象美国学者古德查尔德所提出的那样，可由岩浆中形成气溶胶。

А.Г. 别捷赫琴曾用伦琴射綫法确定，胶状热液矿物的分散顆粒，虽然非常細小，但仍屬于显晶質体。因此推断，在胶体聚沉的瞬間，水溶液为大量固体矿物的微小晶体所飽和，这些晶体在分散介質中呈悬浮状态。这一現象与物質由过飽和溶液結晶时，会很快产生大量微小雛晶有关。

此时不能形成大的晶体。因为在飽和热水溶液（分散介質）中形成的雛晶粒（分散相）的表面能很大，影响大晶体的形成。雛晶与热水溶液一起形成胶体溶液。

由組成胶状矿物的微小顆粒的結晶結构証明胶体溶液的聚沉

作用，是随着結晶作用而发生的；在任何情况下，結晶作用与聚沉作用之間仅有瞬息之隔。A.Г.別捷赫琴認为这是正确的。

射气的成分

岩浆冷却所析出的气态及液态射气，具有不同的成分，这已为射气矿产的多样性所証实。

关于气态射气，以活火山附近由噴气孔所析出的气体研究得最好。根据П.М.塔塔林諾夫的資料，在这些气体中含有以下化合物和元素：H,O,S,H_2O,CO_2,SO_2,H_2S,NH_3,NH_4Cl,HCl,HF,$B(OH)_3$,NaCl,$FeCl_3$,B,P,Au,Sb等。

噴气孔所带出的气体，成分变化很大。A.Г.別捷赫琴在描述堪察加阿瓦琴火山噴气孔噴发时写道，在最活动的高溫（200—350°）噴气孔中，除了水气外，还有大量的HCl,H_2S,SO_2,CO_2气体，同时还有少量硼。在这个地区，低溫（80—90°）噴气孔中，水气的百分含量增加，而HCl,SO_2及CO_2的含量則剧烈降低，H_2S則完全不見。

同时，A.Г.別捷赫琴还提到，噴气孔中气体成分的变化，通常是这样的：开始噴出大量HCl和及HF，随后逐漸冷却，便开始大量噴出H_2S和SO_2，最后为CO_2。

齐斯指出，阿拉斯加万烟谷中的噴气孔在1919年曾噴出大量的HCl及HF，4年以后其活动性及溫度大为減小。

从来无人看見过及研究过深处及半深处岩浆体所析出的气态射气。所以只能根据試驗及气成作用所析出的矿物，以判断气态射气的成分。

在岩浆所析出的气体成分中，往往有水蒸气。二氧化矽与水蒸气同时被带出，这已为Ф.В.塞罗米亚特尼科夫及Н.И.希塔罗夫的实驗所确定。毫无疑問，冷却岩浆能析出易揮发的鈣、矽、鉄、鋁及其他金屬（其中包括稀有金屬）的卤化物，以及HCl和HF。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

对岩浆冷却过程中气态射气成分的变化，研究得尚不够。但可認为已經确定，从岩浆源中最初析出的，是能保証矽化作用及促使鈣矽酸盐和鈣鎂矽酸盐形成的一些化合物。以后則促使鋁矽酸盐及鉄矽酸盐的形成。

在气态射气中，各种化合物析出的上述順序及其成分的变化，对于花崗閃长岩、石英閃长岩及二长岩来說，都是典型的。

比較酸性的侵入体的气态射气具有大量水蒸气、鹵化物、二氧化矽及鋁。

鹼性侵入体析出的射气的特点是，鹵化物及磷的含量偏高，有时碳也偏高。

在基性岩浆的气态射气中，矽及鋁的含量很低。鹵化物及鉄的含量有时相当高。也可見到磷。

超基性侵入体中的气态射气含量不大。

气态射气成分的变化不仅与时間有关，同时也与空間即离岩浆源的远近有关。也不可能不是这样，因为气体在跑至地表的过程中，要失去某些組成部分，并形成不同的矿物。同时，在它們与为其所通过的岩石发生交換反应时，还形成新的矿物。

与岩浆有关的热水溶液，可以直接研究的，只有現在或不久前尚有火山活动的地区的矿泉。当然这些泉水的成分，已經不是它形成原地的成分了；因为它們在从岩浆源上升到地表的过程中，已失去了大量原来的成分。虽然如此，还是可以根据矿溫泉及溶解于其中的气体的化学分析，来判断溶液从岩浆源上升至地表的过程中所发生的一些作用。可惜是这种化学分析很少。

根据林格崙的資料，与第三紀花崗閃长岩有关的汽艇溫泉（美国內华达州）富含氯化鈉，并含有硼酸鈉及大量矽酸，也有游离的H_2S和CO_2等。

著名的科姆斯托克（美国）金矿床的矿化水（溫泉）具有鈣鈉硫酸盐的成分。并在1升水中还含有133毫克二氧化矽。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

在戴維·因克多特溫泉（美国黃石公园）的水中含有：游离酸H_3BO_3、HCl、H_2SO_4；大量的SO_4和NH_4离子；H_2S。

总的說来，近代及不久以前火山噴发地区的矿溫泉具有酸性反应。这是因为泉水上升的通道大部分在风化带，而风化带富集有氧和由于H_2S氧化而形成的游离硫酸所致。此外，溫泉中常含有气态的HCl及HF。

溫泉的化学成分可根据它所沉积的矿物来判断。A.Г.别捷赫琴指出，岩浆成因的泉水的沉淀物中有：蛋白石、玉髓、石英、方解石、鉄白云石、菱鎂矿、重晶石，有时有少量螢石、天青石、石膏、自然硫、硫酸盐、沸石等。金屬矿物中有Hg,As, Sb, Fe,Cu,Pb,Ag,Au的化合物，有时还有Sn、Ni,Co,Mn,W的化合物。

对深成与半深成岩浆体析出的热水溶液不能直接行研究。由組成热液矿床及部分交代矿床的矿物可以說明，促使这些矿物形成的热水溶液的成分，是各种各样的。但是，正如A.Г.别捷赫琴正确指出的，研究热液矿床及交代矿床的矿物成分，对了解形成这些矿床的溶液的化学成分，只能得出大致的概念。这些矿物只是化学反应的难溶产物，它們是在热液作用发展的这一或那一阶段形成的。因此，当然不能根据这些矿物来判断由岩浆所析出溶液的复杂成分，因为这些溶液成分在沿围岩运动的过程中，不断地受到了改变。

虽然对岩浆侵入体所析出的热水溶液成分还研究得不够，但仍然可以肯定，它們是复杂的、多組份的，并且含有大量气体。甚至在溶液从岩浆源进入围岩的过程中，其成分也不断改变，因为岩浆逐漸冷却及結晶时会改变其成分。在热水溶液从岩浆源上升至地表时，其成分变化更大，因为其中某些元素析出而沉淀，同时溶液与围岩也发生了交換反应。

在溶液形成地区，地質环境的变化对溶液的成分有特别显

地信网公众号地质知识 http://bbs.3001.com/

著的影响。其中以构造运动的影响为最大，它能使岩浆源的压力发生变化。当压力大大降低以后，可加强岩浆的沸腾，甚或使平静的岩浆恢复沸腾，这时可析出大量射气，其中包括液态射气。在压力减小以后，沿裂縫及孔隙流动的热水溶液发生膨胀，因而产生絕热冷却。当然，此时由于溶液中某些化合物的結晶以及溶解气体的数量和成分的变化，結果溶液的成分也发生变化。

由岩浆析出液态射气的主要成分为水。在热水溶液中常有二氧化矽。部分二氧化矽溶解于中性反应的热水溶液中。如果热水溶液是碱性的，二氧化矽的溶解度則剧烈增大。

除二氧化矽以外，在热水溶液中还含有多量各种金屬的卤化物。主要为氯化物。氟化物次之。硼酸盐极少見。所有这些化合物均溶于水并呈分子溶液移动。卤化物中的造矿元素有Fe、Cu、Pb、Zn、Mn、Sn、Sb 等。造岩元素有Na、K、Ca、Mg 等。

热水溶液中所含的气相成分有：H_2O、HCl、HF、H_2S、O、SO_2、CO_2 和CO。

大概在很热的热水溶液开始析出的时候，其成分中主要含有：水（部分已分解）、二氧化矽、成岩元素的卤化物、HCl、HF、O、H_2S和CO_2。H_2S 和 CO_2 在高溫下为不分解的中性分子，不参与成矿作用，也不将其他元素带入溶液。研究矽嗄岩带証明，在岩浆析出液态射气的初期，射气是不含硫的。

由于HCl和HF的存在，热水溶液在其形成初期是呈弱酸性反应的。但以后則变成中性的或弱碱性的。

A.Г.別捷赫琴指出，酸性侵入体（热液矿床主要与其有关）析出的热水溶液不可能是很酸性的，因为酸性岩浆含有許多碱。对水溶液有强烈影响的气态HCl和HF变为液态时，将被碱类的矽酸盐或其他碱类化合物所中和。热液成因的矿物中有NaCl的气液包裹体存在，是热水溶液具碱性反应的証据。最后，岩浆带及变質

带的下部大体来說是屬还原环境，其氧化电位低，所以也不能認为在这种条件下循环的溶液，具有酸性的成分。

稍冷却后的侵入体，除析出上述化合物外，还开始析出重金属的卤盐类，后者即是以此种方式进入中溫溶液中去的。

当溫度下降时，溶解于热水中的H_2S便开始解离，析出阴离子S^{2-}。冷却越厉害，溶液中产生的阴离子S^{2-}也越多。化学性質活泼的阴离子S^{2-}与被热水带来的呈卤化物状态的金屬形成化合物。

碳酸气(CO_2)在中溫溶液中开始溶解，形成碳酸(HCO_3)，經过电离形成离子H^{+}和$[HCO_3]^{1-}$。离子HCO_3可再分解成离子$2H^{1+}$和$[CO_3]^{2-}$。这种分解作用决定于溶液的反应：在碱性增高时，离子HCO_3的浓度减少，而离子CO_3的浓度增加。

HCO_3离子与两价金屬化合时，形成可溶性重碳酸盐。溫度的升高易于分解这一离子，析出CO_2。压力增大則有碍这一作用，而增加CO_2的溶解性，并引起CO_2按上述方式分解而使HCO_3和CO_3离子的浓度增加。

氧在中溫热液中的含量比高溫热液中稍多，但也不太多。其含量与溶液中以及溶液与围岩間所发生的反应有密切的关系。

从几乎冷却的岩浆中最后析出的热水溶液，其溫度是比較低的。此外，低溫溶液的活动是在靠近地表的地方，或在岩石的巨大裂隙中进行。这种裂隙是因靠近侵入体的岩石冷却时体积縮小而产生的。在这两种情况下，热水溶液进入变質带的上部甚或进入风化带中，在那里它們大大地富集了氧。当然，这并不排除在岩浆冷却末期所析出的原生热水溶液也富含氧的这一事实。

低溫溶液中的硫化氢比中溫溶液中为多，因为它在水中的溶解度随溫度下降而增加。

硫化氢中的硫能形成几个不同氧化程度的离子。A.Г.别捷赫琴指出，硫的离子按氧化程度的增长次序可列为下述序列：

$$S^{2-}\rightarrow[S_2]^{2-}\rightarrow S^0\rightarrow S^{4+}\rightarrow S^{6+}$$

随着从深处向地表上升，氧的含量增加，故在变质作用带的下半部，以S^{2-}离子为主，在变质作用带的上半部，则以氧化程度较高的S^{4+}和S^{6+}离子占优势，最后一种离子是显明的氧化条件下的典型离子。

离子S^{4+}为低温热水溶液中所产生的SO_2的组成成分。SO_2溶于水被分解后，则形成不稳定的$[SO_3]^{2-}$和强硫酸。在氧化条件下由阴离子$[SO_3]^{2-}$形成阴离子$[SO_4]^{2-}$和强硫酸。

硫的上述氧化作用的逐渐增加使热水溶液中出现新的化合物，这在变质带上部以及风化带所产生的成矿作用中有所反映。变质带上部为还原条件与氧化条件互相消长的場所。

低温热液中的碳酸比中温热液中为多，因其溶解度随温度下降而增加。碳酸以在风化带为最多。

如上所述，碳酸气（CO_2）在水中溶解时所形成的碳酸（H_2CO_3）易于分解，以形成阴离子$[HCO_3]^{1-}$和$[CO_3]^{2-}$。其中阴离子HCO_3与两价金属化合，可形成易溶解的重碳酸盐，而比阴离子SiO_4更强的阴离子CO_3可把阴离子SiO_4从溶解的硷类矽酸盐中排挤出去。

充满碳酸的热水溶液的化学活动性，在低温和低压条件下有所增加。

在低温热水溶液中，氧的含量有显著的增加，而其活动性也随之增强。

在低温溶液中，除水外，还有H_2S、SO_2、CO_2、重金属的卤化物（高温化合物除外）、鈣、鎂、鋇和其他元素。

充塡孔隙和細小裂隙的流动性很小的間隙溶液与沿宽裂隙循环的溶液不同，其区别在于它的浓度增大。此外，围岩的性質也显著地影响其成分。

地壳中射气运动的原因、通道及其特点

地信网论坛网络地名 http://bbs.ss01.com/

为了更好地了解射气矿床的形成过程，必须确定岩浆冷却和结晶时所析出的气态和液态物質在地壳中运动的原因、通道及其特点。

在地表火山作用时，射气运动的过程是易于想象的。大家知道，大部分火山均沿巨大构造裂隙而噴发，更准确些說，是沿裂隙带噴发。显然，从含有液态岩浆的火山根部所析出的射气，就是沿这些裂隙跑至地表的。

火山所在的裂隙带是构造活动最强烈的地带。在近地表的条件下，每一次裂隙的形成，都使裂隙带内的压力大为減小。因此，火山源中的射气在比較大的压力下有可能上升至地表。此外，熔岩冷却时，由于其体积收縮，也产生张力裂隙，虽然其規模不大，但数量很多。它們也是射气运动的通道。最后，射气还可通过熔岩及凝灰岩中的空洞自深处上升至地表。

每一个活火山或熄灭不久的火山，都有气态射气經过火山口而逸出地表。在火山宁靜时期，气体比較平靜地沿冷却的熔岩的裂隙跑出地表。在噴发时期，形成大量气体，它們主要在爆发时逸至地表，为不連續地跑出。大家知道，当火山噴出粘滯性很大的酸性岩浆时，爆发的次数最多。

深部岩浆源及半深岩浆源的射气运动是在比較复杂的条件下进行的。岩浆的围岩具有很大的厚度，裂隙性小，孔隙度也不大，这些都使射气难于跑出岩浆源。虽然如此，射气仍然可以发生，射气矿床的存在就可証实。所以需要簡要地說明气体及热水溶液如何穿过直接与冷却岩浆相接触的岩层。

气态和液态射气由岩浆源向围岩运动的一般原因是：（1）射气的密度較岩石小，（2）在地壳中由岩浆源至地表压力逐漸減小。

气态和液态溶液服从于物理規律而由高压力区向低压力区（即自下而上）运动。运动的速度取决于压力差和溶液的粘度。

气体的运动速度最大，而冻状胶体溶液的运动速度最小。A.Г.别捷赫琴指出，溶液的比重对其运动速度的影响特别大。

岩浆是在地壳构造运动的背景上进行冷却的。须知褶皱作用和大断裂的形成正是促进侵入活动的因素。因此說，在岩浆冷却时发生构造运动造成各种裂隙。对射气运动的通路来說，正断层裂隙比逆掩断层裂隙为更好，因前者宽度較大。

地壳内在构造运动时所产生的压力也波及到岩浆区及其內部的射气。显然，每一次构造运动都增高岩浆的压力，并将射气压入現有的和正在形成的构造裂隙中。

侵入体的冷却过程是长期的，在这一过程中不止一次地产生构造运动。因此，射气也不止一次地被挤压到围岩中去。有时在重复挤压情况下，它們沿老通路即早就存在的构造裂隙經过。有时則沿最后一次构造运动时所形成的新裂隙前进。

侵入体及其相邻围岩的逐漸冷却也促使裂隙产生，称为张力裂隙。它們同所有其他裂隙一样，是当冷却岩石中的应力超过其抗张强度的瞬間所形成的。

裂隙壁刚一裂开，就形成张开的裂隙空洞。若这些空隙与岩浆源連通时，則它們就吸引气态和液态射气，而成为各种矿物聚集的場所。

气态和液态溶液向张力裂隙的运动不仅取决于裂隙的张开空間，同时也决定于深部的强大压力。

具有张开空間的空洞在构造运动时也可产生。因此，构造运动不仅使射气受到压迫，同时也将它从岩浆源中吸取出来。

射气从岩浆源沿裂隙和孔隙进入围岩。显然，其运动的性質在很多情况下取决于射气的物理性質以及裂隙和孔隙的大小。

气体的密度小，流动性极大，因此裂隙和孔隙的大小对其运动的影响不大。当然，气体沿张开的寬广的正断层裂隙运动比沿极小的逆掩断层的裂隙运动要快得多。但是，由于气体的上述物

理性質，只有完全致密的块状岩石或具有細小孔隙且被薄膜水所充填的岩石，才是它們所不能克服的。

分子溶液則是另一回事。它們沿着大而开张的构造张力裂隙（例如沿正断层）可以有相当快的流动速度。在极細小的但比毛細管要宽些的（即宽在0.25毫米以上的）裂隙中，分子溶液的运动速度因液体与裂隙壁发生摩擦而减小。

在宽由0.25毫米到0.0001毫米的毛細管裂隙中，溶液的运动不仅取决于压力差，同时也决定于一般有碍运动的毛細管张力。若压力差比毛細管张力大，則溶液可經毛細管緩慢地滲透。已經确定，热水溶液沿毛細管运动比冷水溶液要快些。

至于比毛細管更細的裂隙和孔隙，則它們全被薄膜水所充填时。在此种条件下，热水溶液由水膜較厚的地方可向水膜較薄的地方进行极緩慢地运动。

由此可知，分子溶液运动的主要通路是宽度比毛細管大的裂隙和大的孔隙。当热水溶液沿这种张开的裂隙移动时，可使呈溶解状态而运行的化合物沉淀于裂隙壁上。矿化热水溶液沿毛細管裂隙和小孔隙运动的速度小，故促使溶液与围岩間发生反应，即促进交代作用的发展。

因极飽和的分子溶液在結晶时所形成的胶体溶液（見上），具有比分子溶液大得多的粘性。所以它們只能在宽广裂隙中循环。細小裂隙和孔隙对胶体溶液运动来說是不适宜的。但是，甚至在宽广裂隙中，每一狹縮处都会給胶体溶液造成障碍，因为分散介質（溶媒）比分散相（固体顆粒）易于通过。这样，在故障之前，便会引起胶体溶液的粘度增高，以致最終析出沉淀物，因而使呈分散状态被搬运的那些物質的运动完全停止。

由射气搬运的化合物所形成的矿物堆积体

沉淀物从气态和液态溶液的析出，是射气矿产形成过程的主要組成部分。因为热液从岩浆源上升时，穿过变質带、风化带以

地质网论坛网络版：http://bbs.cgs01.com/

及岩浆带的上部，所以沉淀作用可以在不同的地質条件下进行。在这一漫长的途径中，热液可进入具有各种溫度和压力的环境，从还原介質跑至氧化介質。因此很自然地其平衡状态就不断遭到破坏。結果从岩浆成气体及液体中可析出各种化合物，它們也可富含一些新化合物。如果在繼續上升的过程中，物理化学条件发生变化，还可从溶液中再析出新的化合物。

从射气析出各种矿物（它們形成射气矿床）的方式很多。其中最普遍的有：（1）由飽和气体及液体溶液在冷却时产生沉淀；（2）蒸发及过飽和时产生沉淀；（3）射气和与其相接触的气体、液体、固体間发生化学反应而产生沉淀；（4）一种矿物与另一种矿物发生交替；（5）某些化合物被溶液所經过的岩石所吸附而产生沉淀；（6）溶解于热水溶液中的各种气体在其成分数量发生变化时产生沉淀；（7）在胶体溶液聚沉时产生沉淀。

虽然气体及液体的成矿作用，有时在一起进行，有时彼此相間，但仍以分别討論其进行过程更为方便。

地表火山喷发时，气体彼此間，气体与空气中的氧和所通过的岩石間，发生相互作用，結果可以形成各种化合物。

由气体中常常析出大量NaCl及KCl。当然，这些盐不能达到有工业价值的聚积，因为它們易于溶解，很快地被地表水所冲走。

氧和水气过多时，重金屬氯化物即变成氧化物，并发生沉淀。例如，由氯化亚鉄可形成磁鉄矿，由氯化鉄可形成赤矿鉄。

重金屬氯化物在高溫下与H_2S作用，形成硫化物（如果有大量H_2S）。若溫度降低并有大量氧存在时，則硫化物为硫酸盐所代替。

当硫化氢为空气中的氧不完全氧化时，則形成硫。

关于地壳內部侵入体的围岩中及侵入体本身內从气态溶液析出各种矿物的問題，有不同的意見。最近Д.С.柯尔仁斯基提出

地信网论坛网络域名 http://bbs.cs01.com/

了在变质带不能发生气成成矿作用的見解。但看来并非如此。毫无疑問，气体是参与矿物充填空洞作用及交代作用的。气体对某些伟晶岩脉矿物的形成，起着很大的作用。根据 A. E. 費尔斯曼及 A. K. 弗拉索夫的意見，伟晶岩脉中的最大晶体是溫度下降时直接由气态溶液結晶出的。石英、长石、云母以及电气石、黃晶、綠柱石等，均屬于这种成因的矿物。

A. H. 查瓦里茨基認为，气态溶液成分的变化是从其中析出固体物質所致。花崗岩析出的气体通过围岩扩散时，其成分就发生这种变化；即在气体渗透时，与所經过的岩石发生交換反应，析出部分物質，使其成分改变，同时开始溶解某些原来与其平衡的矿物，代之以新矿物。

根据M. A. 烏索夫、H. П. 比利品科等的資料，由不大的中性半深成岩浆体析出的大量气态射气与围岩互相作用，形成矽嘎岩。

主要由鈣、鎂、鉄的矽酸盐所組成的交代岩石称为矽嘎岩。H. П. 比利品科将矽嘎岩分成“干”的和“含水”的。其区别是，“干”矽嘎岩由不含水的矿物組成，而“含水”的矽嘎岩則由含結构水的矿物組成。

根据大多数学者的意見，“干”矽嘎岩由气成作用而成。这种矽嘎岩是由气态射气析出的化合物与受射气作用的岩石中的某些化合物交替而形成的。矽嘎岩作用中的气体相以形成輝石-石榴石矽嘎岩为主；它受热水溶液的作用，以后可繼續发生交代变質。

石灰岩、白云岩及其他含鈣的岩石最容易发生矽嘎岩化。这是因为这些岩石具有很高的化学活动性，易与气态射气中許多化合物起反应的結果。显然，在交代成矿作用中，不仅气态射气的成分有很大意义，同时受射气作用的岩石性質也有很大意义。

組成射气矿床的主要矿物是由热水溶液中析出的。在一种情

况下，这些矿物主要是由溶解状态的化合物形成，而在另一种情况下，新矿物是由原有的矿物經过交代变質而形成。通常这些作用或同时产生或彼此相間。虽然如此，在大多数情况下，还能明显地分出由溶液直接析出矿物的作用及交代成矿作用。因此以分别地討論这两种作用較为方便。

各种化合物从热水溶液中的沉淀，在很大的程度上取决于温度、压力以及地壳不同地段的物理化学条件。

在变質带最深的部分，温度最高，物理化学介質是还原的，热水溶液从冷却着的酸性侵入体中带出呈可溶性碱質矽酸盐的二氧化矽。除了二氧化矽外，在碱質矽酸盐中还含有 HCl，并且 HCl 与溶解的矽酸鈉平衡，按 А.Г. 別捷赫琴的化学式为：

$$2x\mathrm{NaCl} + y\mathrm{SiO_2} + x\mathrm{H_2O} \rightleftarrows (x\mathrm{Na_2O}\cdot y\mathrm{SiO_2}) + 2x\mathrm{HCl}$$

温度降低后，溶液中的气态 HCl 减少，反应将从右向左进行，即溶解的矽酸鈉分解为难溶的 $\mathrm{SiO_2}$ 及易溶的NaCl，后者与溶液一起繼續移动。大概高温热液石英脉就是以这种方式形成的。

在高温水溶液中无硫化物及硫酸盐沉淀，因为这种溶液所含的$\mathrm{H_2S}$气体处于未分解的中性分子状态，不溶于水。

高温水溶液运动的地方，总还是有氧存在，因为在强还原环境里，水气和二氧化碳可以分解出一部分氧。

在地壳深部，游离氧的浓度很小。虽然如此，这里的氧化物还是不能完全还原。因有少量氧的存在，使得某些氧化物在高温条件下也能形成。例如：磁鉄矿、黑鎢矿及錫石等，就是由氧置換这些金属的卤化物中的氯或氟离子而形成的。

自然，易于形成硫化物的金属，只有当高温溶液中未溶有分解的硫化氢时，才能形成氧化物。

高温水溶液不能形成碳酸化合物。因在这些溶液中碳酸气是中性分子存在，且不与水作用，即不形成易于电离的酸。至于强

地质网论坛网络名：http://bbs.3001.com/

氧化剂碳酸气本身，在高温带的还原条件下，它被这里形成的一氧化碳（CO）所中和。

侵入体析出的中温水溶液通常在不深的地方运动，因此它是处于较小的压力条件下的。

中温溶液析出石英的方式与高温溶液相同（見上）。

螢石是中温脉很普遍的矿物之一，它大概是水中的 HF 和钙作用而从热水溶液析出的。

中温溶液含H_2S，其量随冷却程度而增加。H_2S 溶于水并且分解。分解形成的S^{2-} 阴离子与重金属卤化物发生反应，形成硫化物而沉淀，如磁黄鉄矿，有时为黄鉄矿。

在接近地表的地方，溶液的溫度降低，其中氧的含量增加。这就使还原环境变成氧化环境，結果 S^{2-} 阴离子繼續氧化，形成离子$[S_2]^{2-}$。后者与重金属化合，形成富含硫的化合物，如黄鉄矿、白鉄矿、銅蓝等。

在极少的情况下，由$[S_2]^{2-}$阴离子氧化的結果形成硫的中性原子S^0。但以这种方式由中溫溶液形成的具有工业价值的自然硫矿床尚无发现。

由于滲透水中的氧的影响，或由于岩浆析出的射气中氧增加的結果，使硫繼續氧化，形成硫气（SO_2）。硫气溶于水，形成硫酸，分出不稳定的阴离子（SO_3）$^{2-}$。后者在氧化条件下，在水介質中产生活动的阴离子（SO_4）$^{2-}$，与某些金属形成难溶解的硫酸盐，如重晶石，有时为硬石膏、石膏及天青石。其他金属如 Zn、Cu、Ni、Fe 的硫酸盐易于溶解，所以在中温热液矿脉中不能見到。

在地壳中中溫热液活动地段所具有的热力及压力条件下，碳酸气（CO_2）还原为一氧化碳（CO）的作用减弱。因此，溶于水的CO_2增加；結果水溶液中的$[CO_3]^{2-}$ 及 $[HCO_3]^{1-}$ 离子含量增加。

地质网论坛网络域名：http://bbs.3501.com/

在中溫热液中出现的阴离子〔CO_3〕$^{2-}$比阴离子〔SiO_4〕$^{4-}$为更强。因此，它能把二氧化矽从碱类矽酸盐溶液中排挤出去。被排出的二氧化矽沉淀成石英。围岩中的矽酸盐甚至岩脉中的石英本身，都常常被碳酸盐所交代。上述作用表現的强度随溶液溫度的降低而增加。

阴离子〔HCO_3〕$^{1-}$与两价金屬化合物，形成或多或少易溶的重碳酸盐。这种阴离子在中溫热液中是少見的，因为CO_2的可溶性与溫度成反比。所以在中溫溶液中只含有少量可溶性重碳酸盐。但CO_2的可溶性不仅取决于溫度，同时也决定于压力。当压力增加时，其可溶性增加，当压力减少时，其可溶性减小。由此可見，当中溫溶液处于压力降低的情况下时，CO_2会从其中消失，使可溶性重碳酸盐发生分解而从溶液中析出，形成溶解性較小的碳酸盐。某些中溫矿脉中的方解石，大概是以此种方式形成的。

已經知道，碳酸盐的析出，取决于热水溶液的反应，即取决于其中氢离子的浓度（pH）。在碱性介質中，离子CO_3的浓度增加，而离子HCO_3的浓度减小。在酸性介質中，CO_3^{2-}和HCO_3之間的关系則相反。因此，在超基性岩石风化时所形成的强碱性溶液中，易析出下列一些碳酸盐类如菱鎂矿、白云石和以后变成方解石的文石。

低溫溶液的氧化还原电位变化特别大。这一方面是由于氧的作用强度，随着接近地表而增大，另一方面則由于地壳上部大量碳氢化物有强烈还原作用。显然，正是由于氧化还原电位的广泛变化，才决定了低溫水溶液所析出的矿物集合体成分的多样性。

在低溫溶液中含有多量溶解的硫化氢，它在强氧化条件下离解，形成硫酸（H_2SO_4）。硫酸作用于溶液所流經的岩石时，則淋濾岩石中的 Na、K、Ca、Mg、Fe、Al 等元素，并与这些元素形成硫酸盐，如明矾石、石膏、水綠矾等，在某些情况下也形成

地学网论坛网络成员：http://bbs.3501.com/

黄钾铁矾（$KFe_3[SO_4]_2[OH]_6$）。

若热水溶液含有鋇时，则可与SO_4离子化合而形成重晶石，是低溫热液脉中的典型矿物。

若低溫热水溶液中阴离子$[HCO_3]^{1-}$和$[CO_3]^{2-}$的含量增加时，从其中所析出的矿物大多数为碳酸盐类。

上面已指出，早在中溫溶液时，溶解在碱类矽酸盐中的SiO_4离子$[SiO_4]^{4-}$可被阴离子$[CO_3]^{2-}$所交代，而沉淀出二氧化矽。在低溫时，它主要成为玉髓或蛋白石而析出，其过程是按下式进行的：

$$NaSiO_3 + CO_2 \rightarrow Na_2CO_3 + SiO_2$$

这使热水溶液富含碱，因而增加其对围岩和岩脉上部矽酸盐的分解能力。这时常常析出象方解石、鉄白云石和菱鉄矿等不溶的碳酸盐类，而热液脉中石英的早期世代和围岩中的矽酸盐也被这些矿物所交代。显然，因阴离子$(SiO_4)^{4-}$被阴离子$(CO_3)^{2-}$排出的結果而析出二氧化矽并形成碳酸盐类的这种作用，可在热液脉的各部分进行。

硫酸盐中阴离子$(SO_4)^{2-}$被阴离子$[CO_3]^{2-}$所交代的作用也是很普遍的。通过此种方式重晶石可变为毒重石（$BaCO_3$），而石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）可形成方解石（$CaCO_3$）。

不溶解的碳酸盐类，特别是方解石，是在热水溶液从高压区向低压区运动过程中所形成的。低溫溶液含有$[HCO_3]^{1-}$，它与两价金属化合形成可溶的重碳酸盐。由CO_2所形成的阴离子$[HCO_3]^{1-}$和$[CO_3]^{2-}$在热水溶液中的浓度与压力成正比。当压力下降时，热水溶液中CO_2的含量因其揮发而减少。这促使重碳酸盐分解，而轉变为碳酸盐，其反应按下式进行：

$$Ca[HCO_3]_2 \longrightarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O$$

有时在地壳裂隙中产生的胶体溶液，当其为飽含各种化合物的液态射气所經过时，它們是不太稳定的。当胶体溶液与矿化剂

溶液相遇，或由于压力下降和溶胶失去可溶气体（特别是H_2S）以及由于其他原因，它們便很快地发生凝縮，开始聚沉。

胶体溶液在任何溫度条件下都可产生（但已确定，其活动性不大）。因此，胶状結构的矿物堆积体可見于高溫、中溫和低溫热液脉中。

在交代作用时，矿化热水溶液緩慢地通过具有微小裂隙或小孔的岩石。在此种情况下形成“含水”矽嘎岩，即由含水的矿物組成的矽嘎岩。

最近Л.С. 柯尔仁斯基詳細地分析了矽嘎岩的形成过程，他指出这个过程是在下列条件下产生的：（1）主要在热水溶液参加下；（2）在溶液的化学成分变化时（溶液是由岩浆体在其逐漸冷却和向围岩侵入时析出的）；（3）灰岩和白云岩受热水溶液作用时。

超基性岩受热水溶液作用时也产生交代作用，这一作用可导致非金屬矿产的形成，但不伴随矽嘎岩。

在柯尔仁斯基的理論体系中，对气态射气作用可能形成矽嘎岩的否定是有爭論的。关于矽嘎岩必須与灰岩和白云岩有关这一点也值得怀疑，因为在岩浆岩內也有矽嘎岩带。看来，在矽嘎岩形成过程中柯尔仁斯基对于由热水溶液带入围岩的那些化合物的作用，也有些估計不足。尽管如此，但其有关矽嘎岩带的双交代形成物和接触淋濾形成物的看法，却使我們能确定很多由交代作用出現矿产的原因。

按柯尔仁斯基的意見，当在岩浆岩（主要是花崗岩类）与灰岩接触带的相当大的范围內，热水溶液沿此带緩慢地滲透，可产生双交代作用。花崗岩类与灰岩发生互相扩散作用，同时扩散顆粒不仅互相进行反应，而且也与緩慢上升的溶液的組份进行反应，形成接触矽嘎岩带。在这种情况下，岩浆岩中的二氧化矽和三氧化二鋁进入灰岩，而灰岩中的氧化鈣則进入岩浆岩（見图

地质网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

1）。

在双交代作用时，充填于岩浆岩与围岩接触带孔隙中的浓热水溶液，可保証它們在接触带内能互相作用和互相变化。无疑，在矽嘎岩矿物形成过程中，孔隙溶液成分中的元素，也起一些作用。

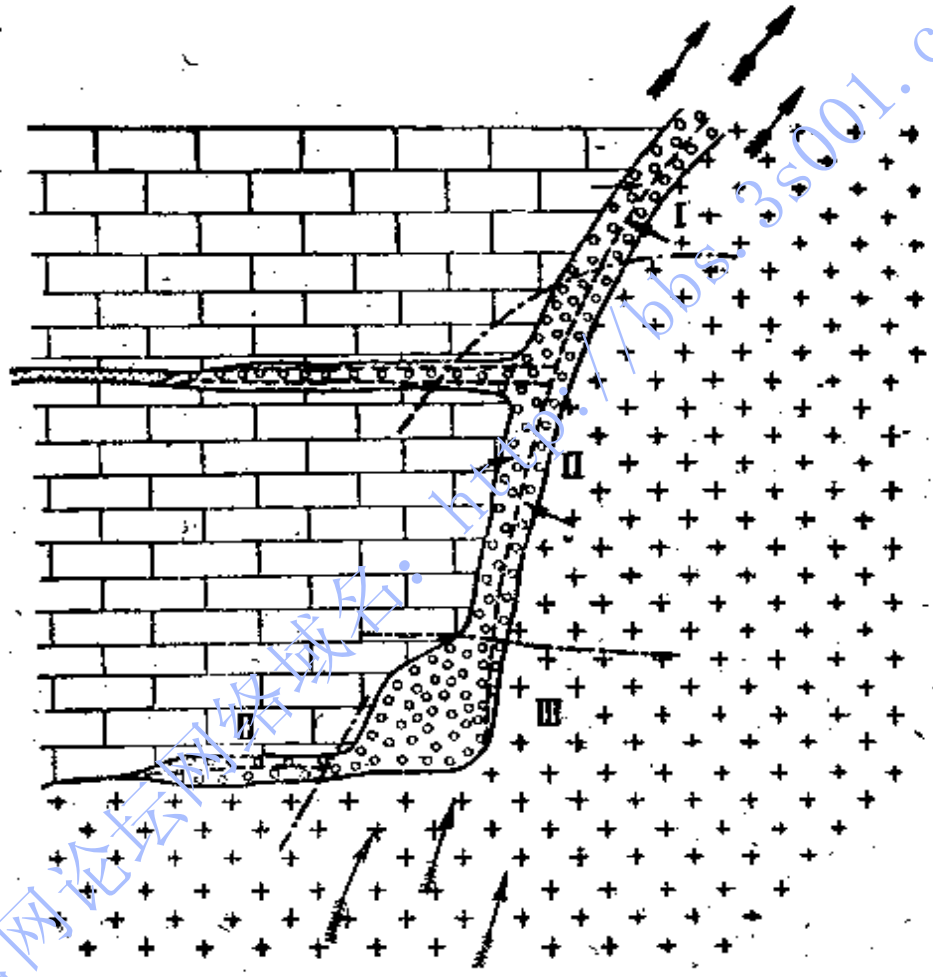


图 1. 溶液沿花崗岩类岩石（十字符号）与石灰岩（磚形符号）的接触带渗透时双交代作用示意图

小点表示石灰岩中的砂岩夾层。Ⅰ、Ⅱ带中的矽磯岩带（小圈）是以双交代方式形成的，小箭头表示反应岩石的較不活动組份相对扩散的方向。在下部的Ⅲ带以接触渗濾交代作用为主。矽磯岩中岩石的原始接触面以虛綫表示。各带間的界綫以点划綫表示

在邻近花崗岩类岩体的灰岩中，因变質作用的結果，通常形成貧于三氧化二鋁的輝石矽嘎岩——称为外矽嘎岩。与灰岩相邻

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

的岩浆岩失去二氧化矽，变为辉石－石榴石和石榴石矽嘎岩——称为内矽嘎岩。

随着岩浆体的溫度下降和它所析出的溶液成分的变化，矽嘎岩的矿物成分也发生变化。

接触淋滤交代作用是在矿化水溶液沿裂隙經各种岩石（其中也包括灰岩）較快地运动时产生的。这时热水溶液穿过一些岩石后，部分地增添了某些化合物，以后与灰岩进行交換反应而形成矽嘎岩矿物。

自然，大部分矽嘎岩矿物将沉淀在热水溶液从某一成分的介質进入另一成分的介質的地点，即在各种岩石的接触处。故在溶液进入灰岩的地方，矽嘎岩矿物最多。

当热水溶液沿石灰質岩层移动时，逐漸改变其成分，直到它

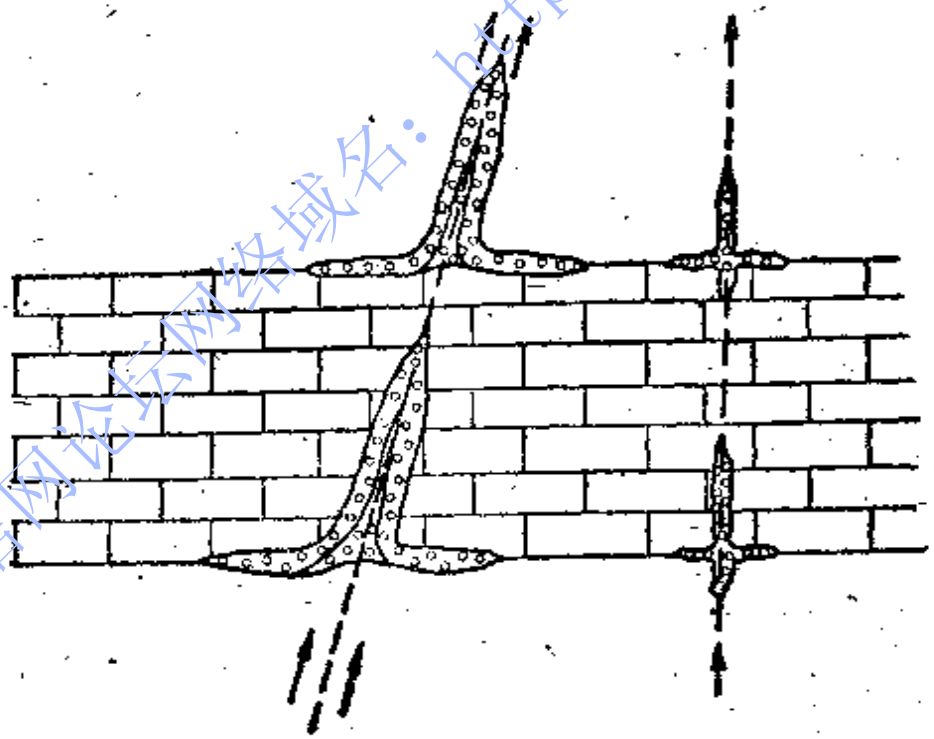


图2．沿穿过灰岩（砖形）与矽酸盐类岩石（白色）裂隙而产生的接触淋滤矽嘎岩作用（按Д.О.柯尔仁斯基）

圆圈表示矽嘎岩。图的右侧为热液沿裂隙緩慢运动，伴随着双交代作用发生接触淋滤矽嘎岩作用。

地信网论坛网络域名：http://bbs.s001.com/

們与灰岩互相作用，停止析出不溶解的化合物为止。但是当进入在岩石成分和化学性質上与石灰岩不同的另一种岩石时，交代作用重新开始，并重新形成另一种矽嘎岩矿物。当然，它們是一些与石灰質岩层底部形成的矽嘎岩矿物不同的新矿物（見图2）。

围岩对射气矿产形成的影响

围岩对各类岩浆成矿产形成的意义各不相同。岩浆侵入围岩时，局部发生同化作用。同化作用使岩浆成分发生变化。但是这种变化是很小的，因为发生同化作用的物質总量不大，特别是与侵入体的体积相比时。故可認为同化作用对于矿产（特别是岩浆成因的矿产）的成分沒有什么大的影响。

围岩对射气矿产的影响要大得多，而且是多方面的。因围岩：（1）可促使构成射气矿体矿物組合的形成；根据它与热液相互間所起化学反应的不同，或由热液直接形成矿产，或以交代方式形成矿产；（2）阻碍射气运动，因此加强射气停留地点的成矿作用；（3）以本身的物理和化学性質影响所形成矿体的形状。

当描述某些化合物由气体溶液和液体溶液中沉淀析出时，已說明围岩矿物对这一作用的影响。綜合和补充上面所講过的情况，可以指出某些岩石特别有利于交代矿产的形成。

在碳酸盐类岩石，如石灰岩、白云岩化石灰岩及白云岩中，产有許多射气非金屬矿床，这是因为这些岩石，具有很大的化学活动性。

在酸性花崗岩与石灰岩接触处的矽嘎岩带，有时形成磷灰石和石墨矿床。在矽嘎岩矿物中偶尔可見到含硼的矽硼鈣石、硼鎂鉄矿和硼鎂石等。

石灰岩与残余花崗岩熔融体相互作用时，可引起花崗岩的去矽作用，結果形成脫矽伟晶岩，它含有刚玉。

石灰岩和白云岩与酸性侵入体所析出的热水溶液发生作用可

变为菱铁矿。

有时花崗岩所析出的热液与石灰岩和白云岩发生交代作用可形成重晶石矿床。

在离花崗岩侵入体不遠的石灰岩和白云岩中，有时由于矽嘎岩矿物的变化，可形成滑石堆积。

已知石棉矿床与輝綠岩和白云岩及白云岩化石灰岩的作用有关。

白云岩促使交代矿床的形成，这种矿床产生在白云岩与伟晶花崗岩侵入体的接触处。

有白云岩的存在可形成透輝石矽嘎岩，后者經交代作用再形成金云母矿床。

与白云岩有关的鎂質矽嘎岩富含硼矿物，如硼鎂鉄矿和硼鎂石。

貧于二氧化矽的超基性岩，可引起侵入其中的伟晶花崗岩的脫矽作用。与脫矽伟晶岩有关的則有刚玉矿床。

超基性岩石受热水溶液作用可变成蛇紋岩，部分变成纖維蛇紋石。有时滑石矿床也以这种方式形成。

富含三氧化二鋁的酸性喷出岩及其凝灰岩与花崗岩和花崗岩类岩浆所析出的气态射气相作用时，可部分变成紅柱石。有时与紅柱石在一起的还有刚玉。

火山附近含硫酸的热水使火山喷发时形成的酸性喷出岩与凝灰岩中的硷性长石发生交代变質。可使长石变質为明矾石。

岩浆析出的射气，在从岩浆源升到地表的过程中，得穿过具有不同物理性質的岩层。大部分岩石是坚硬致密的，因为岩浆的溫度以及地壳內部的高压，使它們变得致密。在致密岩石如石英岩、石灰岩、各种喷出体中，裂隙所含的細土极少。所以射气在其中易于通过。

但是，有时在热液运动的通道中会出現有不透水的或几乎不

地质网论坛网络版名：http://bbs.3s001.com/

透水的障碍物如变质很輕微的泥質頁岩、各种成分的块状（致密）岩石、充填在逆掩断层空洞中的断层泥、复盖在侵入体之上的致密围岩等等。

不透水的岩石阻碍矿化热液从岩浆源上升，使它們在不透水岩石前面結晶。結果在不透水岩石的阻隔下，产生交代矿物堆积，有时可达很大規模。

在阻挡溶液的不透水层的底面为水平的或緩傾斜时，在不透水岩层前面可以形成最大的远交代矿体。

射气所經过的岩石的物理和化学性質对射气矿床的形成有很大影响。

射气沿导矿断裂运动时，若遇到多孔隙和裂隙的岩石，适于形成浸染矿床。这种矿床是由气体溶液和液体溶液析出的矿物充填岩石的空洞而成。

在导矿裂隙上盘的多孔隙岩石中矿化程度最强。显然，在沒有交代作用的成矿过程中，在已有孔隙和裂隙中的矿化程度取决于受射气作用岩石的孔隙度。常有这种情况，即沉积岩或裂隙带的几个矿化层只与一个导矿裂隙有关。

围岩与射气发生化学反应有利于形成巨大的接触交代矿体和远交代矿体。

岩浆体析出的射气可直接由正在冷却的岩浆侵入化学性質活泼的岩石，与外接触带的物質形成化合物。显然，对形成接触交代矿体的条件来說，化学性質活泼的岩石如石灰岩、白云岩、泥灰岩等，以之与化学性質不很活泼的岩石如泥板岩等相比，則更为有利。所以，交代矿体与活泼的岩石有关，它与这些岩石交代，并且可在离岩浆岩相当远的地方形成。但对接触交代矿床，其矿体必須与岩浆岩直接接触。

射气沿着切过化学性質活泼的岩层和化学性質不很活泼的岩层的导矿裂隙运动时，也可察到交代变質作用。在这样的地質条

地质图论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

件下，矿体沿活泼岩石分布。它們可分布在引起交代成的热水溶液所通过的导矿裂隙以外。

形成巨大交代矿体的有利条件如下：（1）化学性質活泼的岩层沿升起方向与岩浆体相接触；（2）化学性質活泼的岩石分布在导矿裂隙上盘，并沿升起方向与裂隙相接触。

5.岩浆成非金属矿产的形成及岩浆活动的特征与地壳主要构造单元的构造发展的关系

岩浆成非金属矿产的形成取决于岩浆活动。同时也与地表及深部火山活动地区的构造发展有关，因为岩浆成矿产通常对褶皱及断裂破坏有从属性。此外，喷发和侵入作用，以及射气的析出，都与构造运动有直接关系。因此，为了正确了解岩浆成矿产的形成过程及評价某区矿产的远景，必須考虑地壳中主要构造单元范围內岩浆活动的特征。研究小构造也有很大意义，因为伟晶岩及射气矿床与其有关。同样需要概要地論述大的褶皱和断裂，它們决定着大小岩浆源的空間分布。

地槽－褶皱带乃是或曾經是岩浆活动分布最广的地区。

地槽－褶皱带发展的第一阶段（地槽阶段）的第一时期，普遍迅速下降，在下降地区的各地段出現断裂。这些断裂成为不同成分的熔岩噴至地槽区底的通道。

一般情况是，最先发生玄武岩熔岩的海底噴发。以后熔岩的成分发生某些变化，通常是酸度增加。繼玄武岩之后噴出安山岩。

噴发旋迴一个接着一个。这时，常常有年輕的噴出岩侵入于較老的、但是在地槽带发展的同一时期所形成的岩石中。

在地槽褶皱带构造发展的地槽阶段的第二时期，其特点是下降运动变弱，下降带分成許多单个的地槽和地背斜。地表火山作用稍为減弱，噴出熔岩为較酸性的角斑岩。同时在許多地方有小

地质网论坛网络域名：http://bbs.dzw001.com/

侵入体侵入沉积岩及早期形成的噴出岩中。

在地槽－褶皺带发展的地槽阶段的第二时期，其侵入体主要为基性岩。例如不大的輝长岩岩盘、橄欖岩和輝长岩－輝綠岩岩株及岩墙，輝綠岩岩床等。在这些侵入岩中在非金屬矿产方面以蛇紋石化的純橄欖岩和橄欖岩最有意义。

地槽－褶皺带构造发展第一阶段的第三时期，其特点是：地槽带的地槽变成地背斜，而地背斜变成地槽，同时整个地槽带开始从下降过渡到上升。相当剧烈的波浪运动和褶皺运动促使岩浆活动复活。表現为不仅有基性小侵入体侵入，同时还有中等酸性的花崗閃长岩質的岩浆侵入。大部分侵入体都发生在地背斜处。在地槽带的軸部岩浆活动最剧烈。有时在地槽带构造发展第三时期侵入于围岩的中等酸性的小侵入体，称为早期花崗岩类侵入体。与其有关的有各种射气矿床。

地槽带发展第一阶段的第四时期，全带普遍上升，在构造及地形上均有表現。这时伴随着发生大褶皺，然后产生断裂。大侵入体如岩基的侵入則与褶皺有关，这种侵入体冷却后形成硷土序列的岩石，从橄欖岩到淡色花崗岩。后者为大侵入体成分中最主要岩石，这是很自然的，因为大侵入体是在岩浆区中存在时間很长的岩浆所形成的。在这种岩浆区中，岩浆已发生很好的分异作用。

与酸性岩基有关的伟晶岩和射气非金屬矿产，有石英、长石、云母等。

在地槽带主要褶皺形成以及相伴随的酸性花崗岩基侵入之后，年輕的褶皺构造开始上升。上升的同时发生巨大的深断裂，这时有花崗岩类小侵入体——晚期花崗岩类侵入体的形成。大部分射气矿产，尤其是金屬矿产与此类侵入体有关。

在許多情况下，沿着褶皺上升时所造成的断裂，可噴出各种熔岩，从安山岩－玄武岩到流紋岩－英安岩。因噴发的結果可形成

地信网论坛课题组 http://bbs.sso1.com/

火成碎屑矿产。

岩浆分异結果有时形成硷性岩石，如霞石正长岩。通常在褶皺带边緣部分沿边緣縫与陆台相接的地方有这种不大的半深侵入体。与硷性岩浆有关的貴重岩浆矿床有磷灰石。

在地槽变成褶皺构造的阶段，岩浆活动主要发生于其軸部。因为在这里隆起最高，由于褶皺及断裂的形成，产生低压力带，岩浆即沿着断裂向上运动。

在边緣拗陷处通常沒有地表及深部火山作用。

地槽带內相当常見的堅硬中間地块，通常不受岩浆活动的影响。但在其周围有广泛分布的小侵入体，它們产于分隔中間地块与地槽带活动地段的裂隙中。

地槽－褶皺带內的岩浆作用在其发展的第一阶段(地槽阶段)就几乎完全結束。但是，有时在褶皺带构造发展的第二时期，在原来为地槽的地方形成山間凹地，这时，伴随有安山－玄武岩熔岩的噴出。熔岩常沿凹地边緣的断裂出現。安山岩及斑岩則形成岩株，沿断裂成串分布。

当山間凹地是在褶皺带形成很久之后才发生时，其下降通常不引起岩浆活动。

上述地槽－褶皺带內发生的岩浆作用的順序是相当常見的，但不等于說它是所有地槽褶皺构造所必然具有的。只能把它当作一个大致的图案，对于每一具体情况尚須补充和修正。

构造发展史是复杂的，所以地槽內岩浆活动大多是复杂的。通常在巨大的地槽里可以看到二、三或更多的不完整的构造旋廻。在这种情况下，同一地区的岩石建造就要增加，并且常常彼此重迭。这就使我們更难評价不同年代的岩浆体对于岩浆成矿产尤其是射气矿产形成的意义了。

在陆台地区岩浆活动要弱得多，同时其表現形式也与地槽区有些不同。

地信网论坛网络域名 http://bbs.3s001.com/

大部分熔岩的喷出及侵入体的侵入均在陆台的边缘发生。如果考虑到岩浆源位于地槽区的話，这点是容易解释的。

大部分陆台均以玄武岩喷出为特点。同时还有不大的輝长岩-輝綠岩、橄欖石輝长岩及橄欖岩侵入体侵入。这些侵入体成为小岩株和层状岩脉。上述岩石形成暗色岩建造，在西伯利亚及印度等陆台上，有广泛的分布。与暗色岩石有关的非金屬矿产有冰洲石。

在个别情况下，陆台內能見到碱性岩石，它們是基性岩石长期分异結果而成的。屬于这一类的岩石，有霞石橄欖岩及其同类的喷出岩如霓霞-磷霞岩和霞石正长岩，在空間上它們通常与伸延数十或数百公里的巨大深断裂有关。

在工业上，以輝岩-橄欖岩序列中的喷出碱性岩最有价值。它們充填在古老火山道中，称为角砾云母橄欖岩。角砾云母橄欖岩有时含有金刚石晶体。与霓霞-磷霞岩有关的有磷灰石矿床。霞石正长岩本身即为矿产。其伟晶岩中产有各种非金屬及金屬矿产，其中包括稀土金屬。

陆台的大部分地区，岩浆活动較弱，年代較褶皺基底新的岩浆岩，分布不广。这种情况在加拿大、俄罗斯、澳大利亚及非洲等陆台，均能見到。在某些陆台如西伯利亚及印度陆台能見到較多的基性深成岩及喷出岩，它們形成所謂暗色岩建造。但是从沒有一个地方象位于亚洲东緣的中国陆台那样，具有那么剧烈和复杂的岩浆活动。大概由于中国陆台位于欧亚矽鋁地块边緣，且以陡坡与太平洋矽鎂盆地相接的緣故。

在概要地討論了地槽-褶皺带和陆台发展过程中的岩浆活动以后，可以对岩浆成非金屬矿产形成的規律，作出某些綜合。

在地槽区，由于基性熔岩的喷出可形成自岩浆毛石矿床。不大的橄欖岩岩体經蛇紋石化后，得形成纖維蛇紋石及滑石矿床。在地槽带变成褶皺构造时，巨大的酸性侵入体侵入于沉积-喷出

地层，可形成伟晶岩矿床。其中最重要的有白云母和陶瓷原料，如石英及长石矿床。热液纯白色石英脉，常常与花岗岩岩基有关。与酸性和中性小侵入体有关的，有許多矽嘎岩及热液脉状矿床，如石榴石、刚石粉、刚玉、螢石、重晶石等。由酸性熔岩喷出的結果可形成凝灰岩、浮石、粗面凝灰岩等矿床。

地槽变成褶皺带以后，岩浆活动停止。有时喷出安山－玄武岩熔岩，以形成毛石矿床。

陆台地区岩浆成矿产分布不广。这里有玄武岩和輝长岩－輝綠岩（作毛石用）、霞石正长岩、与霓霞－磷霞岩有关的磷灰石、很少出現的金刚石（包含于角砾云母橄欖岩中）、射气成因的冰洲石等。

岩浆活动与地壳运动有密切关系。因此，研究作为液态及气态溶液运动通道的构造破坏，对于了解岩浆成矿产的形成及空間分布，具有很大意义。

岩浆的密度及粘滯性比它所析出的气态和液态射气为大。所以很明显，它只能在比較宽的裂隙及大的陡褶皺形成时所产生的薄弱地带运动。

在地槽带拗曲的初期，形成大断裂，主要沿下降带的边緣发生。在地槽繼續扩大以后，断裂是在离边緣拗陷有一定距离的地方出現。基性熔岩的喷出則与这些断裂有关。

地槽带构造发展的第二及第三时期出現单个的地背斜和地槽。此时断裂的数量增加。自然，大部分断裂的走向与綫状褶皺的走向是一致的。

断裂主要沿地背斜与地槽构造的交界处分布。这里有熔岩的喷出及小侵入体的侵入。

断裂不仅控制着各种侵入体的空間分布，而且也控制着射气矿床的空間分布，因为它是射气运动的通道。以后仍将談到，矿物从气态和液态射气的析出及矿产的形成，不是在大断裂的宽

地学网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

广裂隙中进行，往往是在其附近进行，但与宽广裂隙有关。

巨大的褶皱作用是地槽带发展第四时期的主要現象，它造成背斜部分的薄弱地段。在該部分有巨大的酸性侵入体形成。最大的背斜发生于地槽带的軸部。因此，在原为地槽褶皱带的中部，花崗岩分布面积很大。这种情况在花崗岩上复岩层大部被侵蝕的褶皱带內可以見到。

使地槽变成褶皱带的主要褶皱运动之后，在褶皱构造里形成巨大的深断裂。通常它們沿复背斜及复向斜的交界处分布，但有时也与褶皱带斜交。断裂常常使褶皱带內局部地区的坚硬中間地块发生撓曲。

酸性小侵入体与断裂有关。因此，断裂在一定程度上，控制了射气矿床的空間分布。沿某些断裂也有熔岩喷出。

褶皱带构造发展第一时期，在山間凹地形成时产生断裂，与之有关的有喷出作用及半深成小岩浆体的侵入。

在比地槽坚硬的陆台区褶皱作用較弱。此外，陆台区形成的褶皱比地槽带所形成的深褶皱要浅得多。因此在陆台上的背斜內，通常沒有岩浆体出現。

穿过陆台的褶皱基底及其上部沉积岩层的断裂是基性熔岩喷出的通道。在若干地方的这种断裂內有不大的基性岩体，而在中国陆台甚至还有花崗岩体侵入。

通常陆台上的断裂与相邻褶皱带的走向平行而分布于背斜构造的拱隆部分。在陆台与地槽相接的地段，特别是以边緣縫而非边緣拗陷与地槽相接的地段，能見到大量断裂。

巨大的断裂及較小的裂隙是气态和液态射气运动的主要通道。由于地壳构造发展是連續的，因此断裂及裂隙經常发生，在褶皱作用阶段加剧，而在构造比較稳定的时期則減弱。

因波浪运动及褶皱运动的結果，在地壳中所产生的应力促使张力裂隙及剪切裂隙的形成。

根据变形椭球体长轴垂直压力而短轴平行挤压力的原理，张力裂隙的方位垂直于椭球体的长轴并包含于短轴面内(见图 3)。

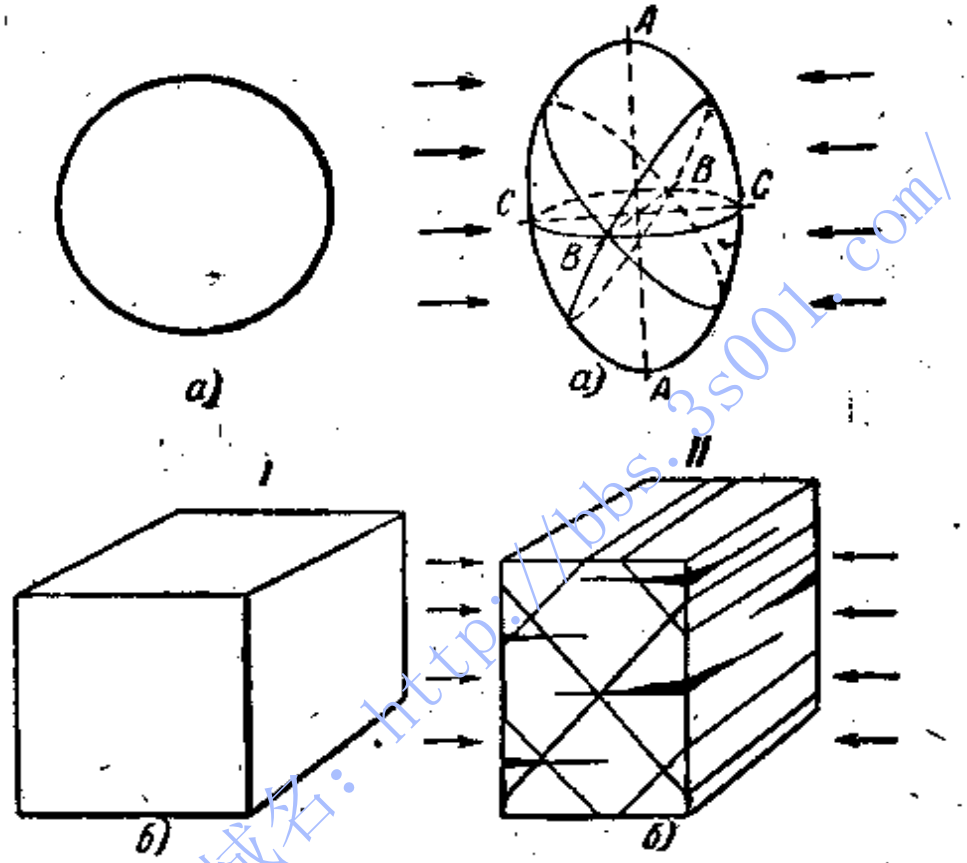


图 3，均一岩石在水平挤压力下的变形示意图

Ia—未变形的球体；　Iб—未变形的立方体；　IIa—变成椭球体的球体（变形椭球体）；C—挤压力轴；A—拉力轴。沿穿过B轴的两个倾斜圆断面发育的剪切裂隙；沿垂直拉力轴的断面发育的张力裂隙；　IIб—变成平行六面体的立方体，发育有对角线的短小而连续的剪切裂隙及水平不连续的张力裂隙。箭头表示变形受力的方向

张力裂隙按其形成条件具有较大的宽度，例如正断层。

剪切裂隙与挤压力作用方向以45°相交，向压力方向两侧倾斜。自然，挤压力与所产生裂隙的这种相互关系，使剪切裂隙的宽度很小，逆掩断层就是如此。当岩石沿着这种断裂移动时，彼此发生摩擦，遂形成断层泥。

沿着任一类型的巨大断裂常有羽状裂隙分布。羽状裂隙通常发育于主要断裂的两侧。不穿过断裂，而向两侧伸展。距主要断

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

裂不远，羽状裂隙即行消失。

根据固体受压力影响而发生破坏的一般规律，羽状裂隙包括张力裂隙和剪切裂隙。张力裂隙与主要断裂錯动方向成銳角相交；剪切裂隙与主要断裂錯动方向成銳角相交（見图4）。

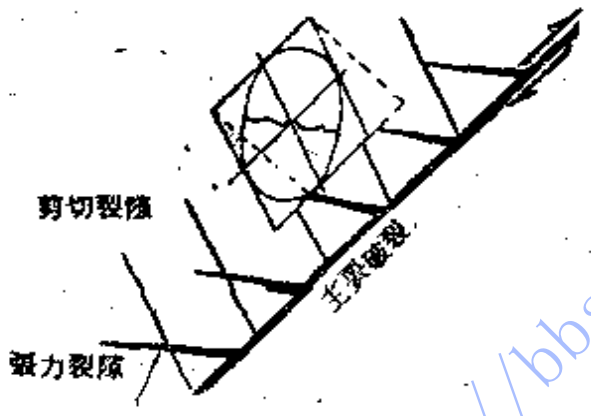


图 4. 主要破裂附近羽状裂隙的形成(按B. H. 斯米尔諾夫)

张力裂隙对成矿作用的意义最大，因其宽度較剪切裂隙为大。

某些岩块，特别是地槽褶皺带的个别地段，裂隙性可能是十分复杂的。这是因为它們不止受过一次构造运动，而且各次运动的方向常不一致。

构造裂隙照常成組分布，形成裂隙带，有时其宽度很大。如在烏拉尔与深大断裂有关的裂隙带，可长达150公里，宽达40公里。

除了构造裂隙以外，在围岩中，尤其在先冷却的侵入体的上部，还有因冷却形成的裂隙，是因受热岩层冷却不均时，体积多次收縮而成的。这类裂隙通常与岩浆岩体的表面平行分布。

在褶皺破坏时所产生的薄弱带，也为射气运动的通道和各种矿物沉积的所在。

若在褶皺形成时两翼岩层发生滑动，則在背斜拱隆部分产生由細小裂隙所組成的破碎带，其裂隙横切岩层并垂直于层理面(見图5,a)。这种破碎带常常成为热水溶液循环的場所。

地质网论坛网络地名：http://bbs.3s001.com/

在岩层不可能滑动条件下，发生褶皱作用时，在背斜拱隆部分将形成利于热水溶液集中的弯曲层間分裂带（見图5,6）。这些

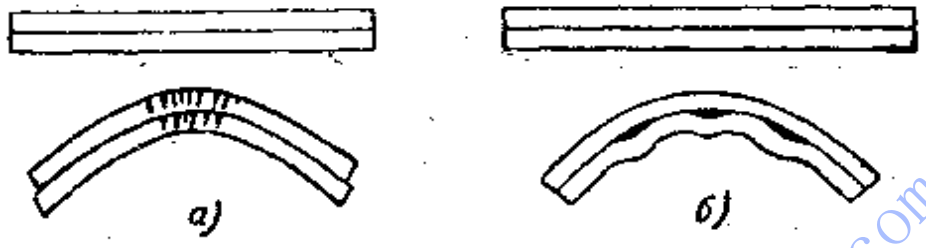


图 5. 褶皱軸部的破碎带及层裂带。上为未挤压成褶皱的岩层，下为挤压成褶皱的岩层

а—两翼岩层发生移动的褶皱，褶皱軸部有破碎带；
б—两翼岩层未錯动的褶皱，在軸部产生层間裂隙

带沿褶皱脊綫伸展，为射气运动的通道，其中常常形成鞍状脉。

层間分裂也見于陡褶皱两翼易受挤压的軟岩层中，如分布在致密坚硬的砂岩或灰岩間的頁岩层（見图 6）。

利于射气循环和射气矿床形成的层間分裂带也发生于撓褶处，因在撓曲形成过程中，下部岩层与上部岩层稍稍分离（見图 7）。

显然，裂隙带和地壳中不同成因的地段可能互相联系或相互重迭。这就需要我們特别詳細地研究靠近侵入体的岩石裂隙。

在射气矿床形成过程中，气态和液态射气內部以及它們与裂隙壁岩石相接触时所产生的反应，具有很大意义。上面已經指出，这些反应是由很多因素决定的，其中也包括射气运动的速度。因此可以看出，射气矿床的形成在很大程度上取决于气体溶液和水溶液运动的速

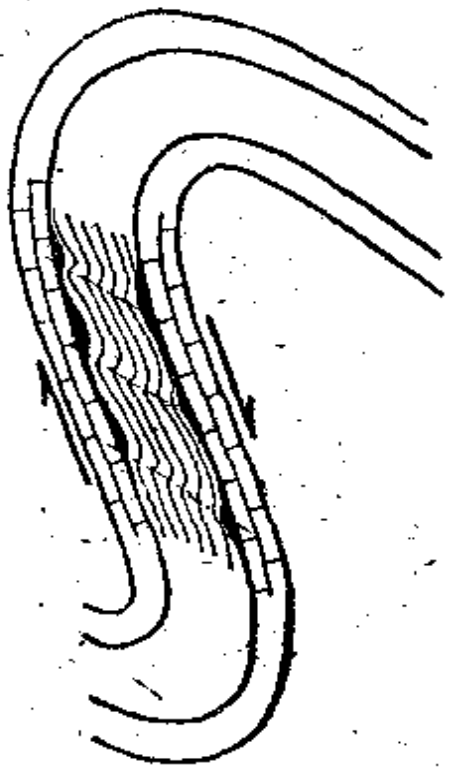


图 6. 褶皱翼上錯裂带及层裂的形成示意图

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

度，其速度則与裂隙寬度有关。

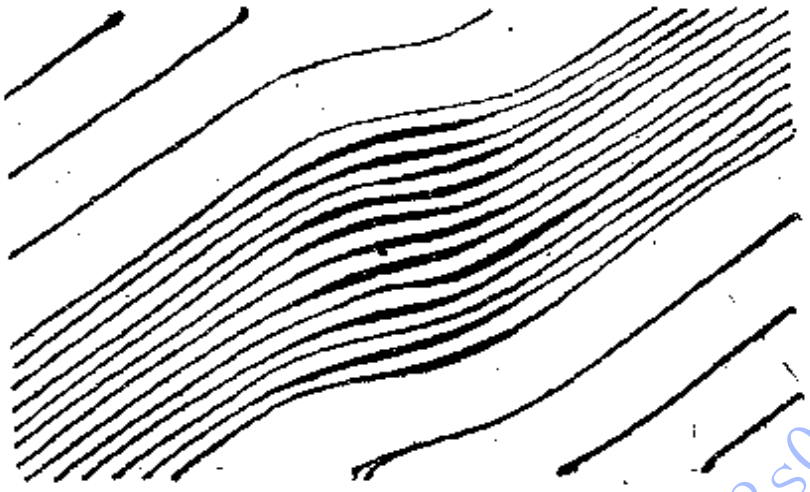


图 7. 褶曲部分层裂带的发育示意图

早已提到，射气矿床往往不产于大断裂內（毫无疑問这里有射气循环），而产于与大断裂有一定距离的較細小的裂隙中。根据这种情况可将气体溶液和液体溶液所通过的裂隙和空洞，分为引导矿液的（рудопфдводящие）、分配矿液的（рудораспределяющие）和容納矿液的（рудовмещающие）。

热液从岩浆源向射气矿床形成地点上升的通道，称为引导矿液裂隙。引导矿液裂隙往往是巨大的断裂。有时多孔隙的岩层也起着引导矿液通道的作用。

分配矿液裂隙或多孔隙的岩层把射气由引导矿液通道引向射气矿床形成的地方。分配矿液通道一般有：与引导矿液通道斜交或横切的断裂；横的平移断层；横切引导矿液通道的多孔隙岩层。

当分配矿液裂隙或多孔隙岩层从上盘与引导矿液通道相接时，射气能最順利地跑至矿物沉积的地方。

在很多情况下，引导矿液和分配矿液通道是难以确定的，因为在找矿与勘探时它們不是主要的对象，主要研究的是作为矿床的含矿构造。可是，有些事实，如射气矿床組之产于大断裂和羽状裂隙中，使人信服地說明有引导矿液和分配矿液裂隙以及孔隙带的存在。

地质网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

容納矿液地質构造，顧名思义，是些空洞或透水的孔隙带，其中形成岩浆成矿体。

如果严格地将热水溶液和气体溶液所通过的裂隙和空洞分为引导矿液裂隙、分配矿液裂隙及容納矿液裂隙的話，則矿体所屬的含矿裂隙为：（1）褶皺脊綫处；（2）撓褶处；（3）层間分离及分裂带；（4）裂隙带；（5）羽状裂隙；（6）小的张力裂隙；（7）剪切裂隙。但在很多情况下，射气矿床，尤其是非金屬矿床，不仅常常产于容納矿液构造內，同时也产于分配矿液及引导矿液构造中。这类矿床的矿体产于：（1）巨大的逆掩断层中；（2）巨大的正断层和平移断层中；（3）裂隙交叉处；（4）冷却造成的裂隙內。

絕大多数引导矿液、分配矿液和容納矿液裂隙以及裂隙带都，是在射气矿床形成之前产生的。也不可能不是这样，因为如果围岩中沒有裂隙，射气就不能跑出岩浆源。但构造运动是不断地进行的，而矿床形成的过程是很长的。所以有时在已經形成的矿物堆积体中也常出現裂隙，沿着这些裂隙也有热液运动，但此种热液已与侵入体冷却初期所析出的热液在成分上稍有不同，結果在矿床內有另一种矿物成分的矿脉出現，或者使已有的矿脉加长和加厚。

构造裂隙在地槽褶皺带內分布最广。在較稳定的陆台地区較为少見。当然，这是指穿过陆台上部构造层的沉积岩的裂隙。在原为褶皺带的陆台基底中，古老的裂隙分布很广。

在活动性比地球上其余陆台都要大的中国陆台区，其上构造层的所有沉积岩中，构造裂隙的分布很广。

6.岩浆成非金屬矿产形成的物理化学深度分带和大地构造分带

岩浆成非金屬矿产的形成受两种分带——物理化学深度分带

地质网论坛内网域名：http://bbs.3s001.com/

（глубинная физико-химическая зональность）和大地构造分带（геоструктурная зональность）所控制。在进行矿产的成因分类并描述它們，以及論述其空間分布时，必須考慮这两种分带。

在研究作为岩浆成矿床形成地点的地壳时，可将其分成几个带，各带的物理化学条件都有显明的区别，这些带就是：岩浆带、变質带、风化带和地表带。它們的分布是一个叠在另一个之上，因此它們是深度分带。

毫无疑問，上述深度带是存在的。从描述岩浆冷却及射气作用中就可知道。进一步需要明确带与带之間的界綫以及每一带内形成矿产的成因类型。

岩浆带包括岩浆区和岩浆源，它存在的时間較长。严格說来，只有岩浆尚未冷却的岩浆源的某些地段才屬于岩浆带。在冷却的、完全固結的巨大岩浆体的上部，已过渡为变質带，因为那里已是伟晶岩脉形成的地方，而在某些情况下还是热液矿脉、矽嘎岩体形成的地方即射气活动的場所。但是，如果这样正确地了解岩浆带的发展过程及其体积随时間的变化，那么在空間上要准确地將其划分出来是十分困难的。所以为了方便起見，認为岩浆带的边界与岩浆体的輪廓是一致的。这样，在岩浆带范圍内主要分布有岩浆矿产，有时有射气矿产和伟晶岩矿产。

岩浆带的特点如下：（1）有很大的压力，主要是各方面来的压力；（2）有很高的溫度，通常超过800°；（3）具有还原的环境。

变質带的下部与岩浆源相接。因此确定变質带的下部边界是相当准确的。要指出变質带上部的同时又是风化带下部的边界，倒甚困难。

大家知道，整个說来变質带内主要是还原条件，而风化带是氧化环境。氧化环境是由于空气中的氧直接跑入地壳深处，或由

渗透而下的地表水带来氧所造成的。因此，变质带的上部边界可根据热水溶液的氧化作用而定。中温热液矿脉中重晶石的出现是氧化作用的明显标志，因为这一矿物标明它所析出的地带有大量氧富集。氧的富集表现为阴离子 S^{2-} 的氧化，直到形成阴离子 $[SO_4]^{2-}$ 为止。此时可有条件地認为高温溶液过渡为中温的地方，就是变质带的上部边界。

变质带的压力大，与岩浆带的压力少有区别。变质带的上半部压力通常是单方面的。变质带的化学环境主要为还原环境。温度变化在800—300°之間。

把变质带作为岩浆成矿产形成的地方来看，首先应該指出，这里是有絕对多数的接触交代矿床产生的。

大部分高温热液矿产是在变质带形成。但有时也在充填火山道上部的岩石里，即距地表不远的地方(这里周围已是风化带)，有从高温热水溶液中析出的矿物堆积体。

变质带是大部分伟晶岩矿床形成的地方。

在变质带内形成岩浆矿床較少。它們是当岩浆侵入围岩裂隙时形成的，产于岩墙、岩株和小岩盘中。

整个說来，风化带的特点，是在另一种化学物理环境中形成的內生岩石和矿产，发生化学和物理的破坏作用。虽然如此，在某些情况下，由岩浆和与其有关的热水溶液剧烈作用也可以形成岩浆成矿产。

风化带的下部界綫，有条件地以热水溶液中所出現的阴离子 S^{2-} 和 O^{2-} 来决定。它的深度約在1500米左右，有时或更深些。风化带上部自以地表为界。

风化带的一般特征是其范围內主要为氧化条件。由于地壳中氧的含量增加，射气的氧化程度自下而上逐步增加。压力亦有很大变化。溫度条件以及射气溫度的变化范围也很大。根据林格斋的意見，风化带下部射气溫度約为300°。接近地表为100—70°。

溶液的温度降低后，在风化带的下部形成阴离子 S^{2-}，因为温度降低使 H_2S 可能溶解于水并且进行分解。这一作用是在高温热液过渡为中温热液时产生的。硫化物磁黄铁矿、黄铁矿等的形成表明有这一作用的存在。

溶液愈接近地表，温度就降低的愈快，溶液中的阴离子 S^{2-} 被氧化，直至变成阴离子 $[SO_4]^{2-}$ 为止。溶液中出现 $[SO_4]^{2-}$ 之后，便开始沉淀硫酸盐，如重晶石。

最后，在热水溶液的温度较低时，其中經常存在的碳酸与氧起反应，形成阴离子 $[CO_3]^{2-}$。水溶液中产生的阴离子 $[CO_3]^{2-}$ 比阴离子 $[SiO_4]^{4-}$ 强，它可将二氧化矽排出，結果在溶液中留下鹼的碳酸盐，后者与围岩中二价金属的矽酸盐作用，形成碳酸盐，如方解石。

因此，风化带内自下而上可分为下、中、上三个亚带。其相应的典型矿物为硫化物、硫酸盐和碳酸盐。自然，当岩浆体逐渐凝結以及它所析出的溶液不断冷却时，这三个亚带沿剖面向下移。此时上部亚带，得重迭在下部亚带之上。

风化带内按上述順序(从硫化物到碳酸盐)的成矿作用不仅在裂隙中进行，同时在其他空洞中也可发生。按同样的順序一种矿物可与另一种矿物进行交代，所以不論在远交代矿床或空洞充填矿床中均有硫化物、硫酸盐和碳酸盐分布。

在风化带内偶尔也形成岩浆矿床。当地表喷发后，若火山口中冷却的熔岩含有矿产，即为岩浆矿床。

第四个深度带即地表本身，其特点如下：（1）压力低，等于一个大气压；（2）温度低，与火山所在自然地理带的温度同；（3）由于大气富于氧，全为氧化环境。

地表是形成火山碎屑矿产、岩浆矿床（产于熔岩被和熔岩流中）和少数射气充填空洞矿床的地方。在某些地区，与热水溶液有关的矿产可直接在地表形成，如矽华。

地信网论坛络域名：http://bbs.3s001.com/

上述各类岩浆成矿产沿地壳深度带的分布是一种理想的情况，它只是对短时期内的岩浆輪廻是正确的。这种分布規律可能有偏差。

这种偏差最常表現为变質带内形成的矿产沿剖面向下移动，即向巨大岩浆体已冷却的上部移动。此时，在花崗岩里出現伟晶岩和石英脉。在花崗閃长岩体内也有形成矽嘎岩矿床的現象。

上述規律的第二个偏差是剖面組成部分不完整。例如，有时在变質带内沒有伟晶岩和接触交代矿产。在另一种情况下在风化带内沒有远交代矿床。岩浆往往仅表現为侵入体的侵入作用。此时在地表带不产生火成碎屑矿床。

岩浆成矿产的大地构造分带表現为在地壳各构造单元中，矿点的分布有一定的規律。

岩浆成矿产的大地构造分带不能与目前矿床在大地构造上的分布規律混为一談。后者不仅取决于大地构造单元中矿产形成的地点，同时也取决于这些构造的侵蝕深度。

大地构造分带首先表現为岩浆成矿产主要是产于地槽褶皺带。在陆台地区远远較少。这一規律是容易理解的。因为地槽褶皺带的岩浆活动比陆台区的岩浆作用强烈得多。

地表火山作用和岩浆侵入围岩的作用是地槽褶皺带的特征，它們在不同地段有不同的表現。

在边緣拗陷和中間地块区，通常沒有任何形式的火山作用。这可用不同的原因来解释。

大家知道，边緣拗陷是地槽褶皺带发展的地槽阶段末期形成的。这时地槽褶皺带的軸部发展为隆起的褶皺构造，而在与陆台相接的部分則发生补償的下降，形成边緣拗陷。因此，边緣拗陷不是发生在地槽凹地的主要部分以內，而在其范围以外。它們分布在岩浆源最集中的地槽带軸部以外。自然，在这样的条件下，边緣拗陷的构造发展，一般不作有岩浆活动。

地质网论坛网络版 http://bbs.ss601.com/

中間地块是由較古老的褶皺构造所組成的坚硬地段，保存于活动地槽带內，这里也沒有地表和深部岩浆体。在中間地块內，火山活动比相邻地槽地段減弱，这可能与它的坚硬度有关。在地槽內，中間地块以外的活动地段，岩浆易于喷出地表或侵入围岩。

在地槽带的軸部，各种形成岩浆活动的强度最大，也最常見。大家知道，这里在地槽构造发展的第一二时期，有基性岩浆喷出和不大的超基性及基性岩浆体侵入。在地槽带构造发展的第三时期，在其軸部有早期花崗岩类的侵入。第四时期的特征是：酸性熔岩喷出，以后有巨大的淡色花崗岩侵入。最后在断裂中有晚期花崗岩类的小侵入体侵入。

与地槽带軸部发生的岩浆作用和射气作用有关的矿产类型是十分多样的。这里通常有各类岩浆成矿床，可从岩浆矿床和伟晶岩矿床到射气矿床和火成碎屑矿床。

各种成因的岩浆成矿产，其形成地点在地槽带內的空間分布上有一重要的特征。在大多数情况下，它們分布在距岩浆源远近不同的水平上，虽然它們大致是在同一时間內形成的。这是可以理解的，因为在岩浆带內的同一侵入体，可析出气态射气和热水溶液，在变質带和风化带形成射气矿床。此外，还因为侵入作用和火山喷发几乎可在同一时間內进行，与火山喷发有关的矿产則在地表形成。

地槽褶皺带的軸部分布最广的是与花崗岩和花崗閃长岩有关的矿产。

离地槽带軸部愈远，达其边緣部分，花崗岩的侵入也就愈少愈小。但基性喷出岩的分布則相当广。其中有时可見到不大的半深成超基性岩侵入体及与之有关的矿产，有纖維蛇紋石（溫石棉）和滑石。

如果地槽带內有中間地块存在，則上述岩浆活动的分带及岩

浆成矿产的分带即有某些差异。在这种构造条件下，花崗岩体往往成串地围绕着中間地块产生。因此，褶皱带大部分花崗岩侵入体都集中在它的周围。

花崗岩侵入体围绕中間地块成串地分布，是因其周围有断裂的关系，后者使中間地块在构造上与地槽带的活动地段相隔开。

在陆台区岩浆岩主要分布在它的边緣部分。不論在陆台上分布最广的基性岩石或碱性岩石都是这样。这里岩浆体多半为不大的岩株，分布于断裂中和背斜拱部。

陆台区边緣部分的岩浆成非金屬矿产，有霞石正长岩和少見的磷灰石，以及一般的毛石。

陆台区岩浆活动的第二个地方是陡而深的陆向斜两翼。这里岩浆体也应与断裂有关。在陆向斜两翼，除侵入体外，噴发岩的分布也很广。噴出作用往往伴随着形成凝灰岩。冰洲石矿床常与陆台区的噴出岩有关。在火山道的角砾云母橄欖岩中尚有金刚石产生。

在岩浆成矿产的形成特征上，中国陆台与所有其他陆台有很大区别。中国陆台的东緣岩浆活动很特殊。这里不仅有基性熔岩的噴出，同时也有花崗岩的多次侵入。因此，中国陆台內岩浆成矿产的分带是另一种情况，并且其矿产本身在許多方面更接近于地槽褶皱带的。例如，在中国陆台內常有射气金屬矿床出現。

7. 岩浆带內岩浆成非金屬矿产的形成

岩浆带內主要形成岩浆矿产。有时在已冷却的岩浆体上部，可形成伟晶岩脉和热液矿脉。偶尔也形成矽噗岩矿床。但伟晶岩矿产、交代矿产和热液矿产最常产于变質带內，它們是变質带的典型矿产。所以在叙述岩浆带內非金屬矿产的形成时，最好只限于論述那些促使自岩浆矿床、分凝矿床和貫入矿床形成的作用。

岩浆带內，形成最多的是自岩浆矿产。这类矿产就是岩浆

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

岩，主要用作建筑材料和道路材料。

岩浆岩是巨大岩浆区和岩浆源内的岩浆发生冷却的最終結果。在冷却过程中形成的岩基和岩盘，体积很大，因此矿产的儲量也大。

在深处高压下岩浆冷却緩慢，因而所形成的岩石具有等粒結晶結构，同时大部分晶体都很大。在靠近岩盘的地段，有时具有斑状結构。

发育于地槽带的粗晶花崗岩、正长岩、閃长岩、拉长岩等，都是很好的鋪面材料。陆台內暗色的基性岩浆岩主要用作毛石。

由岩浆分异作用而形成的深成碱性岩浆岩有磷霞岩、霓霞岩和霞石正长岩等，都含大量霞石。最近发現霞石$(Na, K)_2Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$可作为提取鋁、苏打、鉀碱和胶結物的矿石。因此，霞石不仅是金屬矿产，同时也是非金屬矿产。

上述碱性岩石多成岩盘产出。它們主要分布在陆台的边緣或地槽褶皺带以边緣縫与陆台相接的地方。

霞石正长岩、霓霞岩和磷霞岩中的霞石矿床具有很大工业价值。

与碱性岩浆岩有关的常是磷灰石矿床。在含有碱性岩浆的岩浆源非常巨大时，由于分异結果，其底部可堆积十分純净的磷灰石物質，其中只含少量霞石和暗色矿物杂質。

在岩浆冷却的最終阶段，溫度不低于1000°的磷灰石液体貫入围岩，它們往往貫入同一碱性岩浆体的已冷却的上部。这样形成的磷灰石透鏡体，厚可达2—3米至200米，长达数百米，有时更大。

磷灰石矿石通常含磷灰石50—75%，霞石15—30%，有色矿物5—25%。其中进行加工的是磷灰石和霞石。

貫入磷灰石矿床的工业价值通常是很大的。苏联科拉半島巨大的希滨貫入磷灰石矿床就可为例。

磷灰石岩浆矿床在某些情况下是由酸性碱土质岩浆分异而成的。在瑞典北部有磁铁矿-磷灰石矿床，为磁铁矿-磷灰岩的大透镜体，与周围的正长斑岩和石英斑岩同产于前寒武纪片麻岩中。

形成矿床的磁铁矿-磷灰石熔融体，是由深部岩浆源中正在冷却的岩浆分为两种不混合的液体而产生的。因此，在侵入作用之前发生过熔离作用。但是根据矿床形成的方式，应将其划为贯入类型。

磷灰石在磁铁矿-磷灰石矿石中的含量介于5—33%之间。很多磁铁矿-磷灰石矿床的储量都很大。但其分布并不太广。

当各种成分的岩浆向灰岩和白云岩侵入时，产生一部分碳酸钙的同化作用及与其有关的碳在岩浆中的富集作用。碳是由被析出的氧化碳在还原条件下产生的。当巨大的灰岩捕掳体落入岩浆时，这种作用特别强烈。进入岩浆的碳是处于气体状态。

富含碳的岩浆冷却时，碳即析出，形成一些个别的小鳞片、浸染体、矿巢、矿瘤等石墨分结物。石墨堆积体的规模变化很大，由数毫米到数十米。从岩浆中析出的石墨为优质的鳞片状石墨或结晶质石墨。

岩浆分凝石墨矿床可以与任何一种岩石成分的岩浆岩有关。但其最大的矿床则产于较富含挥发份的酸性和碱性小侵入体中（花岗岩、正长岩、霞石正长岩岩体）。

含有分凝石墨矿床的岩浆岩的岩石成分决定了它們主要分布于地槽褶皱带。

分凝石墨矿床的規模通常不大。因此，其工业价值也不很大。

在某些霞石正长岩中，作为副矿物产出的有刚玉。它可由泥质岩被岩浆吸收而成，也可由自变质作用或因岩浆与贫于二氧化矽的岩石相遇时发生脱矽作用的結果而成。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

在碱性正长岩中具有工业价值的刚玉堆积体尚未发现。但在含刚玉的霞石正长岩被破坏时，可形成具有工业价值的刚玉砂矿床。

在某些酸性花崗岩中，有时可見到相当多的石榴石-鉄鋁榴石晶体。它們可能是由自变質作用而成的，即花崗岩的造岩矿物和气态射气相互作用而成。

具有工业价值的石榴石岩浆矿床还未发現。在石榴石花崗岩体附近适于开采的石榴石砂矿床則頗为常見。

8. 变質带內岩浆成非金屬矿产的形成

在变質带的岩石中，有岩浆冷却末期所析出的飽含气体的残余熔融体侵入，故在变質带內，可形成接触交代矿床。这里，也有从高溫气态溶液和水溶液中析出的矿物成分开始充填于裂隙。因此下面分别叙述变質带內各种矿床如伟晶岩矿床、接触交代矿床以及高溫气成和热液充填空洞矿床等的形成。

对于在变質带內某些地段所形成的岩浆矿床已不单独描述；因为它們与在岩浆带的这类矿床的区别，只是規模較小，且其中岩石具有斑状結构或細晶結构而已。

伟晶岩矿床的形成

任何一种成分的岩浆結晶作用末期均能形成伟晶岩。但从矿物原料的角度来看，只有花崗伟晶岩和霞石正长伟晶岩才有工业价值。花崗伟晶岩主要含有非金屬矿产。所以对它将給予极大的重視。

目前关于伟晶花崗岩形成的理論主要有三种，其創立人为А.Е.費尔斯曼、Д.С.柯尔仁斯基和А.Н.查瓦里茨基。其中每一种理論都得到許多地質学家的支持。

根据А.Е.費尔斯曼的理論（其观点为И.福特和П.尼格里所发展），伟晶岩是由花崗岩岩浆的残余矽酸盐熔融体形成的，这

种熔融体含有气态的 H_2O、CO_2、HCl、HF、CO、H_2S、SO_2、N_2、H_2、S、CH_4、H_3BO_3、H_3PO_4，以及 Mo、W、Be、B 和其他金属的挥发性化合物。上述組份能降低残余熔融体的結晶溫度和粘滯性，这是特别重要的。

气体的压力和构造运动将残余熔融体挤入围岩裂隙，在封閉系統中它們开始結晶。

最初在裂隙壁形成薄层的細晶質或中晶質的花崗岩。在細晶岩形成后，熔融体中的气体愈益增多；結果产生粗晶質和大晶質花崗岩，在比較靠近岩脉軸部的地方作带状分布。以后在更靠近岩脉軸部的地方，形成由石英和长石巨晶所构成的伟晶岩，称为文象花崗岩。

文象花崗岩的形成即为伟晶岩作用的岩浆阶段的結束。在这阶段內除了石英和长石外，还可形成石榴石、黑色电气石、褐帘石和独居石。后两种矿物含有稀有元素。

文象花崗岩結晶后，熔融体中的挥发物剧烈增加，它們所造成的压力增大。当挥发物造成的压力与外力相等时，即开始伟晶岩作用的气成阶段（按A.E.費尔斯曼，为流体阶段）。在这一阶段形成十分粗大的晶体，有时其大小可达数米。因气体相的活动性极大，便大晶体易于形成。自由生长的巨大晶体充填于裂隙中部，与兩旁的文象花崗岩相連。

气成阶段在伟晶岩內所形成的有石英、长石、白云母、黃玉、綠柱石、电气石、磷灰石等。

气成阶段以后开始伟晶岩作用的热液阶段。在这一阶段，由于溫度降低和过热水溶液中矿物的析出，气体和水汽乃发生凝縮。

热液阶段可形成：石英、鈉长石、冰长石、白云母的細小晶体、螢石、方解石、綠宝石、磷灰石、玉髓、沸石。

A.E.費尔斯曼所提出的花崗伟晶岩的形成順序往往是不完全

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

的。例如，当残余熔融体在空洞中結晶时，若发生构造裂隙，气体或热水溶液可能逸出。自然，与正常的伟晶岩作用步驟发生差异，結果产生不同类型的伟晶岩。

K.A.弗拉索夫关于伟晶岩的成因补充了A.E.費尔斯曼的理論。K.A.弗拉索夫指出，在直立的伟晶岩脉的不同地段，矿物冷却时所形成的揮发組份（它們促使液态熔融体結晶）多寡不一。揮发份的含量随着远离岩浆体而增加，因为它們总有离岩浆源跑向地表的趋向。

揮发物沿垂直方向变化的結果，构成伟晶岩脉的矿物成分和形成条件，也相应地发生变化。可以說弗拉索夫是在垂直剖面上来研究費尔斯曼伟晶岩作用的順序的。

弗拉索夫研究含有稀土矿物的伟晶岩时，在理想伟晶岩脉的垂直剖面上将伟晶岩分为四种类型（見图8）。

位置最低，形成最早的第一种类型是由含有气态揮发物的熔融体結晶而成。为文象花崗岩和花崗結构的伟晶岩。

第二种类型分布在岩脉較高的地方，由气态揮发物結晶而成。它含有粗块状长石晶体及少量稀有金屬。在伟晶岩脉里有分布不广的石英出現。

第三种类型是由飽含气体的热水溶液所析出的矿物組成。长石在伟晶岩脉两壁呈带分布。石英呈粗块状充填于其軸部。

第四种类型按其成因是热液的。其特点为溶蝕早期形成矿物的交代作用頗为普遍，早期矿物被鈉长石，白云母及晚期石英所交代。这一类型含有最多的稀有金屬。

各种类型伟晶岩在垂直剖面上的分布特点，結合花崗伟晶岩侵入体所在褶皺带的侵蝕深度决定着它們出露地表的情况。

Д.С.柯尔仁斯基、В.С.索波列夫及其他若干研究者确定，大部分組成伟晶岩的矿物是由交代作用而形成的。基于这点，柯尔仁斯基才提出了关于含有各种元素的粗晶質伟晶岩的成因的新

地学网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

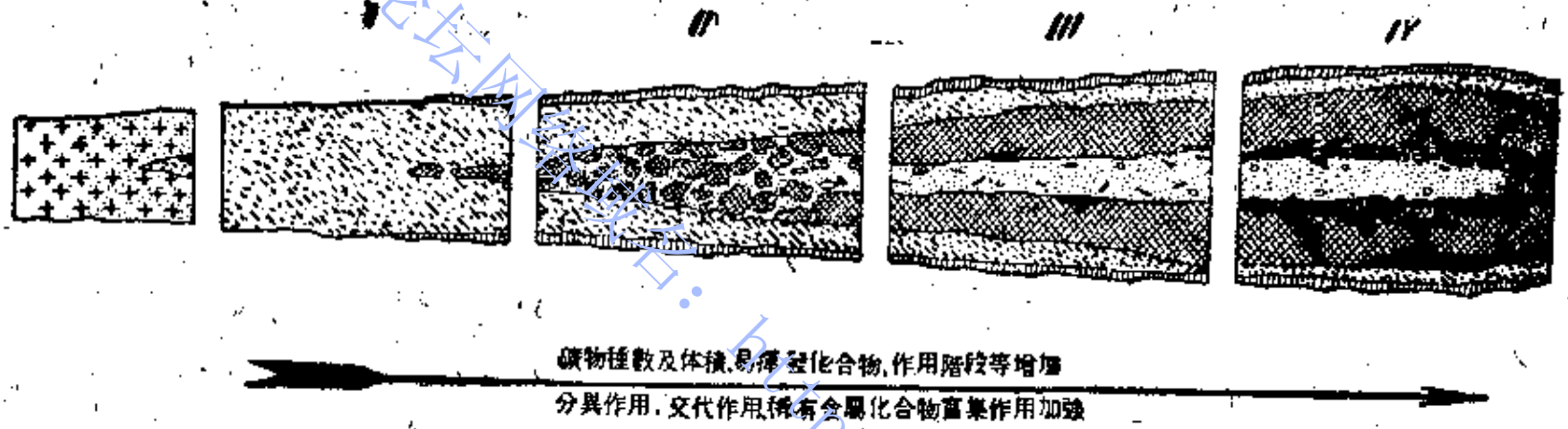


图 8. 带状伟晶岩的内部构造示意图（按K. A. 弗拉索夫）

1—花岗岩；2—文象结构及花岗结构的伟晶岩；3—斜长石、奥长石和微斜长石锂辉石带，以及晶块和晶体；4—石英晶块，晚期石英核和晚期石英带；5—交代带：叶钠长石、白云母、绿柱石、铁铌矿、锂辉石等等；6—稀有金属矿物晶体（锂辉石、绿柱石等）；7—白云母（石英-钠长石带和脉壁粘土带）

地信网论坛网络版 http://bbs.3s001.com/

理論，这一理論可称为热液交代說。

形成含有石英、白云母或含云母粗晶体的伟晶岩的原始物質为文象花崗岩或者所謂普通花崗伟晶岩，它們是由含揮发物質較少的伟晶岩熔融体冷却而成的。以后文象花崗岩或普通伟晶岩不断地受从岩浆源上升的热水溶液作用，加入新的造矿物質。

热水溶液与原生花崗伟晶岩或文象花崗岩的作用，是在敞开系統中进行的。作用結果使岩石发生再結晶，长石发生水解而变为白云母粗晶体。与此同时由交代作用的結果而形成硼灰石、电气石和綠柱石晶体。有时在伟晶岩脉中代替白云母而出現金云母。

当热水溶液沿伟晶岩脉与围岩接触处运动时，原始伟晶岩脉中所发生的交代成矿作用是以双交代或接触-淋濾交代方式而进行的。

围岩成分对所形成的粗晶質伟晶岩的矿物成分有很大影响。例如，从热水溶液吸取鉀而不吸取氧化鋁的岩石，如蓝晶石片麻岩，可促使白云母的形成。原始伟晶岩与鎂質矽嘎岩（含透輝石的岩石）相互作用后，可产生金云母晶体。而鎂質矽嘎岩是由同样的原始伟晶岩与白云質大理岩进行双交代作用而产生的。

近代关于伟晶岩成因的第三种理論是 A.H. 查瓦里茨基的理論。他否認有特殊的伟晶岩熔融体存在，并認为伟晶岩的主要矿物是組成母岩的矿物經再結晶而成。再結晶作用是在岩浆析出的气态溶液作用下进行的。查瓦里茨基对这一作用描述如下。

在結晶初期“……溶液飽含母岩矿物，但还沒有被伟晶岩所特有的稀有矿物和金屬矿物所飽和。所以在結晶初期这些矿物还不能从溶液中析出。”

“此种溶液进一步的活动是这样的。析出的揮发相（气态溶液）向两旁岩石扩散，在此种情况下，成分复杂的溶液发生分餾作用而析出矿物。因此，作为伟晶岩化因素的溶液的成分发生变

化，溶剂成分也发生变化，其結果是一方面溶解物質发生沉淀，另一方面原来与其平衡的矿物变得不稳定，并再次溶解，为新矿物所交代。

由于溶液的某些組份跑出后，封閉系統变成敞开系統。这种情况在成矿作用和矿物的交代現象上均有所反映”（A.H. 查瓦里茨基，1947）。

B.Д. 尼基亭在研究卡累利阿和科拉半島的伟晶岩时，发展了查瓦里茨基的理論，并对其伟晶岩成因論作了某些修正。

按照尼基亭的意見，伟晶岩形成的整个过程是按敞开系統原則，在較长时間內，在条件变化的情况下，受成分不断改变的溶液作用而进行的，同时在成矿作用的最后一个时期，其溶液为热水溶液。

伟晶岩由普通的脉状岩浆岩——花崗岩、花崗长英岩所形成。开始时这些岩石在岩浆期后溶液作用下进行再結晶，然后发生交代变質。伟晶岩形成过程中交代变質作用不断加剧。交代結果产生有工业价值的云母大晶体，主要是白云母。含有稀有金屬的矿物堆积体也屬于这种成因。

粗晶質云母是最有价值的伟晶岩非金屬矿产，在伟晶岩脉中，仅由交代作用而成，通常可經过三次交代作用。第一世代的云母是在原来岩石再結晶阶段，在伟晶岩构造尚未組成时由长石水解而成，它与石英紧密共生。第二三世代的云母形成較晚，产于构造已定的伟晶岩中。它們交代了长石和石英。

尼基亭指出，岩浆期后溶液之所以跑入变成伟晶岩的岩脉，則与构造运动有关。溶液运动的通道常为构造裂隙。尼基亭尚未考虑到围岩对伟晶岩脉內各种矿物形成的影响。

上述三种关于伟晶岩成因理論均有实际資料作很好的論証。所以目前不能認为其中只有某一种正确，而其余两种不正确。可能在不同的地区伟晶岩的形成作用也各有不同。

地信网公众号域名：http://bbs.3001.com/

認为交代作用和围岩的影响是保証伟晶岩中有工业价值矿物的形成因素是关于伟晶岩作用的新的和先进的看法。

围岩对伟晶岩脉的矿物成分有显著影响。如果原生伟晶岩熔融体与围岩在化学成分上差别甚大，则其影响也愈大。

按费尔斯曼的意見，保持正常花崗岩成分的花崗伟晶岩称为“簡单”伟晶岩。由于围岩影响而成分发生变化的伟晶岩称为“混合”伟晶岩。混合伟晶岩又分为混染的和去矽的。

混染伟晶岩是从围岩中吸收鈣、鎂、鉄后而形成的，如此可产生輝石、角閃石、方柱石以及其他矿物。

伟晶岩中的SiO_2和K_2O进入围岩后可形成去矽伟晶岩。若伟晶岩侵入缺少二氧化矽的岩石如碳酸盐类岩石或超基性岩石时，就有这种作用。

K_2O进入围岩后，伟晶岩脉中斜长石代替碱性长石而結晶。結果代替花崗伟晶岩而产生斜长石岩。与此同时，SiO_2逐漸进入围岩后，促使Al_2O_3分出，結晶成刚玉。斜长石岩中刚玉的含量不一。在基性斜长岩的某些变种中，刚玉含量較多。有几种岩石刚玉含量可达90%。

花崗伟晶岩侵入超基性岩石时，在伟晶岩脉边緣形成黑云母、阳起石和滑石脉壁。黑云母脉壁中有时含綠宝石晶体。

在花崗伟晶岩与碳酸盐类岩石相接触处可形成矽嘎岩矿物，如透閃石、透輝石、方柱石、石榴石等。前已指出，当花崗伟晶岩与白云岩接触时則形成金云母。

在許多伟晶岩脉中可見到带状构造，表現为不同矿物成分的条带，在岩脉軸部向两旁呈对称分布。

含白云母伟晶岩的构造特征是：軸部为含白云母矿巢的粗晶質伟晶岩；其两側为細晶質伟晶岩；围岩为片麻岩或結晶片岩。

含水晶的伟晶岩通常具有如下的带状构造：岩脉軸部为灰色石英带，具有晶洞（伟晶岩晶洞），其中充填有压电石英、黃

地质网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

玉、綠柱石、蛋白石、玉髓等晶体；岩脉軸部的两侧依次出現似伟晶結构的长石带和文象結构的伟晶岩带；围岩通常为片麻岩。

一陶瓷原料伟晶岩脉的构造是这样的：軸部为石英；其两侧为含巨大长石晶体和少量白云母晶体的粗晶質伟晶岩和細晶質伟晶岩；围岩为片麻岩。

含金云母的伟晶岩脉的构造不甚稳定。以如下的矿物分带最为典型，由軸部向围岩順次为：軸部——石英夾磷灰石晶体；金云母粗晶体带；透輝石——方柱石带；围岩为輝石-角閃石片麻岩或白云質大理岩。

已变成刚玉斜长岩的去矽伟晶岩常常具有如下的带状构造：軸部——长英岩；其两侧——刚玉斜长岩、尖晶石磁鉄矿岩、蛭石岩、阳起石岩、滑石化蛇紋岩、蛇紋岩。

非金屬矿产在主要伟晶岩类中的分配如下：与花崗伟晶岩有关的有白云母、长石、水晶、石英等矿床；去矽伟晶岩含有长石、金云母、刚玉，有时有綠宝石矿床；霞石正长伟晶岩中有长石和刚玉矿床。

伟晶岩脉主要产于构造裂隙中。因此，岩脉的形状及其空間位置往往反映围岩裂隙的特征。

伟晶岩脉分下列主要类型：（1）层状脉，分布在褶皺构造两翼，与围岩层理一致或与小褶皺的軸面平行；（2）横穿脉，沿裂隙分布，裂隙大致垂直于围岩走向；（3）鞍状脉，产于小背斜頂部层間裂隙中；（4）透鏡状——珠串状矿脉，产于大褶皺构造两翼的层間裂隙中，这种层間裂隙是由小褶皺和撓曲造成的；（5）大岩株。

在成因上与大岩基有关的花崗伟晶岩大多由淡色花崗岩組成。因此，它們主要見于直接靠近花崗岩体的围岩中。有时伟晶岩透鏡体产于花崗岩中，处在岩基上部冷却較早的部分。

在花崗岩体冷却时形成的构造断裂，控制伟晶岩矿床的空間

分布。

伟晶岩脉与深部岩浆体的从属关系，决定了它們只有在地槽褶皱带受很深的侵蝕时，才露出地表。故大部分伟晶岩矿床与前寒武紀陆台結晶基底有关，是理有固然的，因为它們是最老的、受强烈侵蝕的褶皱—岩浆地質构造，是过去的地槽褶皱带。

在古生代或更新的褶皱带內，伟晶岩矿床产于最大复背斜的軸部，那里断裂最大，出露地表的岩层最老。

硷性岩的伟晶岩与花崗質伟晶岩不同之点是它們与永侵入体有关，并且是分布在地槽褶皱带的一般构造中。它們主要見于褶皱带的边緣，而不在其軸部。在陆台上，硷性岩的伟晶岩分布于距褶皱带不远的地方。

接触交代非金屬矿产的形成

接触交代（矽嗄岩）射气非金屬矿产主要产于中性、酸性和硷性岩体的接触处。这类矿床很少与基性岩体有关。在超基性岩石的接触处尚无发現。上述規律性可由酸性及硷性岩浆富含射气来解释，这两种岩浆对基性岩浆来說为残余岩浆。

如果岩浆体不大而且其埋藏深度中等时，則有利于接触交代矿床的形成。在这种条件下如外压不大，岩浆能析出最大量的射气。

射气不能远离岩浆体，因为受热带的厚度并不甚大。这使射气集中在較窄的层带內，其交代作用結果，产生矿物堆积，并在岩体中形成矿产。

变質带深部及靠近巨大岩浆体的地方，形成接触交代矿产的条件較差。这里岩浆处于高压下，它所析出的射气相对地減少。致密的岩石阻碍着射气从岩浆源逸出，因围岩普遍地受到强热，使射气在很宽的地带內分布，乃不适于矽嗄岩矿床的形成。

接触交代矿产的形成，是在侵入体与围岩接触处产生作为矿

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

产的新矿物。

接触交代矿产以接触带为最多。虽然如此，在岩浆体及在距岩浆体不远的围岩内部也有少量出現。其原因是：在一种情况下，由于岩浆源迅速冷却，結果使矽嘎岩矿物析出的地带从围岩向已冷却的岩浆体上部移动。第二种情况的造成，或者是因直接与岩浆体相接触的围岩受到热的强烈影响，結果在接触带附近射气不析出任何矿物而跑入围岩中；或者是因化学性質活跃的岩石与岩浆源有一定的分隔。

顧名思义，接触交代矿产主要是由交代作用形成。交代作用就是围岩及岩浆岩本身在岩浆析出的射气作用下，其矿物成分发生变化。接触交代矿床中的某些矿物是直接由射气析出的。

接触带产生的交代作用使围岩及岩浆岩发生蝕变。結果形成富含不同矿物的矽嘎岩带，分别称为外矽嘎岩带和內矽嘎岩带。外矽嘎岩和內矽嘎岩，常常彼此逐漸过渡，因而岩浆体与围岩的界綫很不明显。

根据有关接触交代矿床的已有資料，認为射气从岩浆源带来的物質对其矿物成分有主要影响。除此以外，围岩和岩浆岩之間无疑地按Д.С.柯尔仁斯基所提出的方式(見上)将发生双交代作用。这一作用的結果內矽嘎岩带失去二氧化矽、鋁和鉄，它們进入外矽嘎岩带，并参与該处所形成的矿物中。外矽嘎岩带失去部分鈣，它进入內矽嘎岩带中。

造成矽嘎岩作用的射气的物理性質和化学成分，随时間和空間的变化而改变。同时，进入矽嘎岩带的射气在数量上也发生变化。所有这些在很大程度上都与岩浆源所在地区的构造发展有关。最初岩浆析出大量高溫气态射气。以后，在岩浆稍微冷却之后，可析出高溫液态射气。溫度逐漸降低时，高溫溶液可变成中溫溶液，而中溫溶液又可变为低溫溶液。

射气在从地壳高溫区向低溫区运动的过程中，沉淀出一些矿

物，結果射气成分在空間上发生变化。由岩浆体析出的射气所造成的矿物呈带地分布于岩浆体周围，并有一定的順序。在岩浆冷却和射气溫度降低时，这些带在剖面上逐步向下移动，上部的带重迭在下部的带之上。

接触带的交代成矿作用和直接成矿作用一直进行到岩浆体不再析出射气为止。显然，射气的成分随时間和空間的变化将反映在他所形成的矿物成分上。因此，在接触带內，不是晚期矿物簡单地重迭在早期矿物之上，而是使早期矿物在另一成分的气体和液体溶液的作用下，发生交代变質。有时，晚期矿物呈細脉分布于早期矿物体中。

以上述方式形成的接触交代矿床的矿物成分十分复杂。在不同的时間內，从冷却岩浆源所析出的各种射气，因有数量上的变化，就使得它更加复杂化。因为各种射气的相对含量，决定着接触交代矿床內不同矿物的含量比例，即决定着交代作用是否能够形成这种或那种矿产。

围岩与岩浆体接触处是否能形成接触交代矿床，往往取决于围岩的成分。早已确定，化学性質活潑的岩石，如石灰岩、白云岩和泥灰岩都有利于矽嘎岩作用。在凝灰岩和层状凝灰岩中也常有矽嘎岩出現，砂岩中則很少見。

П.П.比利品科将半深成花崗閃长岩体与石灰岩接触处发生的典型矽嘎岩作用分为六个交代阶段。前四个是气成阶段，后两个为热液阶段。非金屬矿产的形成与其中某些阶段有关。

第一矽質交代阶段在于气态射气将岩浆中的二氧化矽带入围岩。第一阶段的特点是形成透輝石岩。这些岩石不是矿产，但是它們能促使金云母的形成。在围岩地层中有白云石化灰岩和白云岩存在时，透輝石岩的厚度特别大。

第二阶段称为鋁矽酸盐交代阶段。其特点是开始析出含鉄質少的石榴石，后来析出含鉄量愈来愈多的石榴石。第二阶段初期近

岩浆体的地方析出鈣鋁榴石，然后析出鈣鉄榴石。在石榴石析出的同时，鈣鉄輝石进行結晶。

有时第二交代阶段形成的石榴石堆积体，規模很大，可以开采。

第三阶段称卤化物交代阶段。此阶段的发展不大，这可能因为卤化物的活动性很大，易于跑出接触带的緣故。第三阶段主要表現为方柱石化。此外，有时在第三阶段可以形成含硼矿物如硼鎂鉄矿。它是矽嘎岩作用第三阶段的主要非金屬矿产。

第四阶段称为鉄的交代阶段。此阶段析出磁鉄矿和赤鉄矿。繼續形成鈣鉄輝石和含鉄石榴石-鈣鋁榴石、鈣鉄榴石以及鉄鉻榴石。石榴石是矽嘎岩作用第四阶段的非金屬矿产。

第五阶段的名称尚未肯定，称为矿化剂交代阶段。在此阶段可形成大量綠帘石、角閃石、透輝石、阳起石。此外，还有磷灰石、金云母，有时尚有石墨、硼鎂石、矽硼鈣石、磁鉄矿、白鎢矿和方解石等。其中非金屬矿物最常見的是石墨、磷灰石、金云母和方解石。硼鎂石和矽硼鈣石很少見。

矽嘎岩作用的第五阶段有下列非金屬矿产：磷灰石、金云母、硼鎂石、矽硼鈣石、石墨和阳起石的隐晶質变种——軟玉。

第六阶段是硫化矿交代阶段。其特点是形成大量各种硫化物，这証明此时已屬矽嘎岩作用最終阶段的中溫条件。

第六阶段，分成三个亚阶段，每一亚阶段都有自己的金屬矿物組合，从最高溫的金起直到較低溫的閃鋅矿和方鉛矿为止。在第六阶段中不可能形成具有开采量的非金屬矿产。

当然，矽嘎岩作用按方才所述之理想方式从开始到最后的情况全部产生是很少見的，并且在某一矿区和某一矿体中，也不可能发現上述六个阶段的所有典型矿产。一般說来，接触交代矿体主要由第二、三个阶段中所形成的矿物組成，同时早期形成的矿物通常因交代作用被較晚的射气所改变。

地信网公开网络名：http://bbs.cs001.com/

酸性岩浆岩对粘土岩和富含氧化鋁且貧于鈣的酸性噴发岩的接触热作用和射气作用，在一些情况下促使形成角岩，而在另一些情况下則形成含有刚玉和紅柱石堆积体的次生石英岩。

在岩浆体不太大且埋藏不太深的情况下，接触交代带常是很窄的，并且射气溫度降低很快。在此条件下，接触带的外部边緣甚至形成象寿山石和明矾石之类的低溫交代矿产。

超基性岩受酸性岩浆接触作用时，发生特殊的接触交代变化。一般說来，这里不会形成透輝石和鈣鉄輝石，这可能是因为围岩本身富含輝石，它們与射气互相作用时，形成与自己不相似的其他成分的矿物。在接触处有少量鉻尖晶石和磁鉄矿，而距接触处稍远的超基性岩中則发生蛇紋石化。

蛇紋石化作用是在溫度接近400°时开始的，因其作用与热水溶液对超基性岩的影响有关，而不是水气的影响。但是，只有在热水溶液中出現大量碳酸且溫度較低的情况下，蛇紋石化作用才最强烈，故发生在风化带內。所以因蛇紋石化而成的矿产容后再述。

接触交代矿体几乎总是不規則的，常呈奇形怪状。以矿瘤、不規則透鏡体、被膨胀部分所复杂化的层状矿体和矿囊为其特征。

接触交代矿床的矿体形状在很多情况下取决于受射气作用的岩石性質。金屬矿床通常分布在易受接触交代影响的那些岩石，如灰岩和白云岩所在的位置。在均一的化学性質活泼的岩石中，金屬矿体的膨胀部分多見于裂隙交叉处。沿裂隙有突出部分离开主要含矿透鏡体而深入围岩。

接触交代矿体大小变化很大，由数米到几百米。

接触交代非金屬矿产的主要物質，是由不大的中酸性半深成岩浆体析出的射气所造成的，产于这些岩体和碳酸盐类岩石的接触处。其中在工业方面最主要的有：磷灰石、金云母、石墨、石榴石和硼酸盐类。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

接触交代磷灰石矿床，产生在花崗岩与灰岩的接触处。靠近花崗岩的矽嘎岩由透輝石組成。在透輝石岩中有磷灰石的个别晶体。此外，含金云母的磷灰石可組成条带和透鏡体。

本类型的磷灰石矿床显而易見是个阶段的生成物。起初，因气态射气作用，在矽質交代阶段形成透輝石矽嘎岩，然后在矿化剂交代阶段，由热水溶液析出磷灰石和金云母。

接触交代磷灰石矿床常常是很大的。

金云母-磷灰石矿床也完全是此种成因的典型矿床，它与磷灰石矿床不同之处是以金云母为主。金云母-磷灰石矿体呈透鏡体状，脉状和囊状。它們有时分布在距射气起源的岩浆体相当远的地方。

在上述有关接触交代磷灰石和金云母-磷灰石矿床的看法中，把磷灰石和金云母的析出归于热水溶液作用是有爭論的。某些研究者認为这一过程是气成的。但金云母与方解石、普通角閃石、黃鉄矿及磁鉄矿在一起产出，有力地說明上述矿床成因所应有的解释。后四种矿物无疑是从热水溶液中析出的。

接触交代石墨矿床形成于花崗岩与各种围岩的接触处。这些矿床位于距岩浆体稍远的地方。很多人認为花崗岩浆与灰岩的接触有利于石墨的形成。可是，我們都知道，大量矽嘎岩型石墨矿床都分布于片麻岩中，这不仅証明碳可以因碳酸盐类岩石的同化作用而被岩浆所获取，同时也証明它可以被射气从岩浆深处带来。

石墨在矽嘎岩体中形成小鱗片或浸染体、矿巢和由小鱗片組成的透鏡体。有时也成石墨細脉。含石墨矽嘎岩的主要矿物为透輝石。除透輝石和石墨外，还有石榴石、鉻尖晶石、矽灰石和其他矿物。石墨在矽嘎岩中的含量具有工业价值，可达到10—15%。

对加拿大的魯依茲接触交代石墨矿床的研究証明，在矽嘎岩带中，石墨与透輝石綠泥石化和假象纖閃石化的地段有关，而在透輝石是新鮮的，沒有蝕变的那些地方則未見到。知道綠泥石化

和假象纖閃石化是受热水溶液作用的影响而产生的，故可認为石墨是在矽嘎岩作用的热液阶段形成的。

按A.H.烏茵切尔的意見，从含一氧化碳的气态射气中析出的呈石墨状的碳，是在低溫条件下受氢作用而成的，其反应按下式进行：

$$CO+H_2=C+H_2O$$

石榴石是分布很广的矽嘎岩矿物，是在鋁矽酸盐交代阶段形成的。不管在灰岩和其他岩石中，石榴石常常堆积在靠近花崗岩接触处的反应壁中。

石榴石在矽嘎岩中的含量是不同的，由5—40%。有时与石榴石共生的还有蓝晶石。

属于稀有的接触交代矿产的有硼酸盐。其矿床通常与富含硼的电气石花崗岩有关。含硼矿物的矽嘎岩体发育于碳酸盐岩石如灰岩和白云岩中。其底部由气成透輝石組成，这些透輝石有时因受較晚期热水溶液影响而遭受蛇紋石化。

在透輝石之后，可能在卤化物交代阶段析出硼鎂鉄矿，而在矿化剂交代阶段伴有矽硼鈣石和硼鎂石的結晶作用。但也不排除这种可能性，即硼鎂石在某些場合下是因矽硼鈣石的氧化結果而成。

較罕見的接触交代硼矿床目前具有很大意义，可作获取此种貴重元素的最主要来源之一。

由花崗岩和花崗閃长岩岩浆所析出的射气，在作用于泥質片岩、酸性噴出岩和富含氧化鋁的酸性凝灰岩时，可形成高鋁質矿物——紅柱石和刚玉的接触交代矿床。其中前者用作最稳定的耐火粘土。后者的用途作为研磨料是人所共知的。

紅柱石和刚玉最常产在一起，并与所謂次生石英岩有关。

上三种成因的紅柱石-刚玉矿床的形成，似乎是热水溶液按下式作用于长石的結果。

地信网论坛 http://bbs.3s001.com/

$$\underset{K_2O\cdot Al_2O_3\cdot 6SiO_2}{\text{正长石}} + \underset{H_2O}{\text{水}} \rightarrow \underset{Al_2O_3\cdot SiO_2}{\text{紅柱石}} + \underset{5SiO_2}{\text{石英}} + \underset{K_2O\cdot H_2O}{\text{水溶液}}$$

$$\underset{Al_2O_3\cdot SiO_2}{\text{紅柱石}} + \underset{K_2O\cdot H_2O}{\text{水溶液}} \rightarrow \underset{Al_2O_3}{\text{刚玉}} + \underset{K_2O\cdot SiO_2\cdot H_2O}{\text{水溶液}}$$

析出的石英引起围岩的石英化作用，使其变成次生石英岩。受热水溶液作用最大的地方，几乎堆积有純刚玉。在热水溶液作用不太强的地方，則形成含刚玉的紅柱石岩。

当蝕变围岩的小侵入体埋藏較浅时，所析出的热水溶液溫度下降很快。此种溶液的作用促使形成寿山石、明矾石和高岭石。显然，这些矿产只能在变質带的最上部产生。它們是风化带的比較典型的矿物。

接触交代紅柱石-刚玉矿床的規模常常是很大的，通常刚玉砂矿床与此类矿床有关。

接触交代矿床与岩浆体和围岩接触带的专屬性决定着其空間分布。侵入体的緩坡部分，尤其是侵入体的拱部，对接触交代矿床的形成最为有利。

接触交代矿床与化学性質活泼的岩石的关系，尤其是与易被交代的石灰岩的关系，是早已清楚的。

易于交代的岩层如沿射气运动上升（自下向上）的方向分布，并直接与岩浆体相接的話，将促使形成最大的接触交代矿床。有时这种矿床产于与巨大断裂相接触的化学性活泼的围岩中，巨大断裂为其引导矿液裂隙。

气成充填空洞矿床的形成

变質带内气成充填空洞矿床不多。这是容易理解的，因为：（1）在埋藏較深的变質带内岩石的裂隙性和孔隙度很小；（2）气态射气的化学性很活泼，結果使所有从岩浆源跑出的气态化合物都参与了广泛发育的交代作用。

但是，不能說在变質带内完全不能形成气成充填空洞矿床。

地信网公众号结域名：http://bbs.3s001.com/

不管变质带岩石的裂隙如何少，但它們还是存在的，例如构造裂隙或冷却裂隙等。既然有裂隙存在，那么在这些裂隙里就能发生气成成矿作用，因为变质带的溫度很高，在許多地方都不能有热水溶液存在。一些化学性質較不活泼的化合物或元素跑到低溫区时，即在空洞两壁进行結晶。就是活泼的化合物，如果它长期不断地沿裂隙运动，那也会在裂隙里进行結晶。

气成充填空洞形成的非金屬矿产中有石墨。

变質带的深部作为形成鱗片状石墨原料的碳氧化物，可有不同的来源。它們可由每种酸性岩浆以CO_2和CO的形式而析出。有时，由于岩浆与石灰岩发生同化作用，也有碳氧化物掺入气态射气。岩浆析出的高溫气体可将沉积岩里有机残骸中的固体碳变成气体碳。所以变質带内在溫度500°以上的地段可能集中大量的气态CO_2和CO。

在溫度降低至500°以下时，CO_2和CO按下式与射气中的氢发生反应。

$$CO_2+2H_2=C+2H_2O$$

$$CO+H_2=C+H_2O$$

此时析出的优質鱗片状固体碳沉积于裂隙、微裂隙和空洞中，形成脉状和浸染矿床。

利于气成石墨矿床形成的因素如下：（1）有酸性岩浆析出大量射气；（2）在受射气作用的岩石中含有有机残骸或有机化合物；（3）围岩的裂隙性或孔隙度比較大；（4）石墨沉积带的埋藏深度很大（它决定着气态射气能长期循环）。

最大的气成石墨矿床是浸染矿床。由鱗片状气成石墨組成的厚度較大的矿脉很不多見。

热液充填空洞矿床的形成

在变質带内由热液充填空洞所形成的非金屬矿产为数不多。属于这种成因的矿石有：磷灰石、用于陶瓷和玻璃工业的石英和

电信网公网络域名：http://dbs.ss001.com/

压电石英。

高温热液矿产充填于围岩的裂隙和空洞中。其形成不仅与矿物直接从热水溶液結晶（它是在某些因素影响下发生的）有关。在許多情况下，热液沿裂隙循环时，裂隙壁的矿物也发生交代变質。此外，在比較晚期的、通常溫度較低的热液作用下，裂隙（热液沿着它运动）中已結晶的矿物可能也发生交代变質。

在某一地层里流动的溶液，有时从其中富集大量化合物，同时在这一富集作用带内的空洞中，沉积出某些种矿物。

变質带的主要空洞是巨大的断层构造裂隙、小的张力裂隙和剪切裂隙，以及冷却裂隙。

巨大的断裂通常起引导矿液作用，而其本身往往不含矿产。但高溫石英則屬例外。这种石英因含金屬矿物杂質极少，适用于陶瓷和玻璃工业。在引导矿液裂隙中，常有这类石英脉。

大部分高溫热液充填空洞矿产，呈脉状矿体，厚度相当稳定。

由高溫热液所析出的矿物，很少充填于撓曲部分的层間裂隙和羽毛状裂隙。如果这样充填的話，則矿体形状不規則，同时規模也比較小。

高溫热液磷灰石脉分布不广。但在許多地槽带仍是有的。它們通常与基性或酸性岩浆岩有关。例如挪威东南部的这类矿脉是由小輝长岩体所析出的射气形成的。在西班牙有由二云母花崗岩析出的射气所形成的石英-磷灰石脉。

与輝长岩有关的磷灰石脉具带状构造：磷灰石在軸部，其两侧为金云母和角閃石晶体。矿脉附近为方柱石-角閃石岩，呈条带分布。有些人認为这类脉是气成的。但是有由热水溶液結晶出的金云母和角閃石存在，可証明它們是热液生成的。

在花崗岩附近，由热水溶液形成石英-磷灰石脉，是沒有疑問的。

地质科技网络域名：http://bbs.3001.com/

含有純石英（它用于陶瓷工业和玻璃工业）的石英脉是由花崗岩侵入体所析出的热水溶液而形成的。在岩浆冷却的初期，由岩浆源上升的射气結晶出的石英，它是一种比較有价值的非金屬矿产。这种石英通常不含金屬矿物（它是玻璃和陶瓷原料的有害杂質）。

石英脉是石英在裂隙中析出时形成的。别捷赫琴認为，这种作用是溶解的碱的矽酸盐类与岩浆析出的HCl 气体按下式互相作用时发生的。

$$(xNa_2O \cdot ySiO_2) + 2xHCl \rightleftarrows 2xNaCl + ySiO_2 + xH_2O$$

通常高溫石英脉分布在花崗岩体附近。

在高溫热液石英脉中有时有晶洞——晶穴、伟晶岩晶洞、晶巢等，其中含有压电石英晶体。研究分布有这种矿脉的矿区地質条件証明，仅在矿脉經过石英岩、石英砂岩、矽質片岩和其他富含二氧化矽的岩石地段才有这种含水晶的晶洞。

現在已确定，大部分充填于晶洞的矿物是来自围岩。大概它們是被沿裂隙流动的热水溶液所淋濾，以后在离淋濾地点不远的地方与結晶矿物一起析出。

这样形成的含水晶的石英脉，按 Н.П. 叶尔馬科夫的意見，称为热液-阿尔卑斯脉。它們主要分布在酸性侵入体穿过已变成褶皺的、含有大量碎屑岩石（含大量石英）的沉积的地方。

含水晶矿脉的分布地区經长期风化后，有时形成残积-坡积压电石英砂矿。

9.风化带内火成非金屬矿产的形成

在风化带内与不大的岩盘、岩株、横穿脉和层状脉有关的岩浆成非金屬矿产，与在深部带内所形成的类似矿产并无区别，故此处不再描述。除上述矿产以外，在风化带的局部地方可見到火山口或火山道，后者是岩浆源与地表相連接的通道，系高压下爆

地学网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

发的气体所造成的。在火山道里充填有橄榄岩或苦橄玢岩类的角砾状和凝灰状岩石，这里有时可見到金刚石。

风化带內的射气非金屬矿产以远交代矿产和热液充填空洞矿产为主。气成充填空洞矿产比較少見。

风化带內岩浆成非金屬矿产的分布情况大致如下。

下部亚带的典型矿床为磷灰石、螢石矿床，有时有石英矿床。在下部亚带內，开始形成纖維蛇紋石—溫石棉和滑石（它們在中部亚带繼續形成）。在超基性岩石裂隙中充填有菱鎂矿。

在中部亚带內形成重晶石矿床，有时有螢石矿床。

上部亚带內有菱鎂矿、冰洲石和明矾石。

在酸性噴发熔岩的火山錐附近，有硫矿床。在以前噴出超基性熔岩的死火山道中，偶尔可見到金刚石。

与火山系統有关的矿产，按其形成条件，不可能有整片的連續分布。因此，在风化带內，最好把具有噴发成因矿产的火山地区单独划分出来。

下部风化亚带內交代非金屬矿产的形成

在下部风化亚带內可形成甚有工业价值的矿产，如纖維蛇紋石、石棉和滑石等，它們主要与超基性岩有关。它們的形成开始于超基性岩的蛇紋石化（即这些岩石的造岩矿物——橄欖石和輝石变成蛇紋石）。这一作用是在热水溶液的影响下进行的，当溫度为400°度时开始（此时射气中已出現水），至180°时結束（按Ф.Б.塞罗米亚特尼科夫）。引起蛇紋石化的溶液应富含矽酸，特别是碳酸。

使超基性岩变成蛇紋岩的热液，根据某些学者的意見，是超基性岩浆体本身所析出的。所以它們把蛇紋石化作用視为自变質作用。支持这一观点的有Ф.Ю.列文生-列星格、В.Н.罗多奇尼柯夫、Б.Я.墨連柯夫。而另一些学者如Н.Л.索波列夫和Ф.Е.郝伯認为，超基性岩的蛇紋石化是在酸性岩浆所析出的射气作用下

进行的。

岩石之变成蛇纹岩是在热水溶液通过其裂隙壁时开始的。这一作用可逐渐进展到为裂隙所围绕的超基性岩块的内部。自然，在裂隙近处蛇纹石化最强，距裂隙壁愈远的超基性岩的内部，则变化愈弱。

蛇纹石化使超基性岩变成蛇纹岩。蛇纹岩进一步受同一成分的溶液作用，则变为滑石，或形成溫石棉矿床。蛇纹石化和滑石化可导致菱鎂矿的产生。

关于使蛇纹岩变成滑石和石棉的热水溶液的成因有各种不同观点。

В.Н.罗多奇尼柯夫和Б.Я.墨連柯夫認为，热水溶液是来源于同一超基性岩浆体，并把溫石棉的形成看作是蛇紋石化的繼續。这是完全可能的，因为溫石棉是蛇紋石的細纖維变种。

П.М.塔塔林諾夫推断，溫石棉是由酸性岩浆所析出的热水溶液作用于蛇紋岩时而形成的，至于蛇紋岩的形成，則是自变質作用的結果。

通常溫石棉是在超基性岩蛇紋石化达到相当程度时才形成。开始时它在热水溶液不断通过的微小裂隙中成长。

柱状的細微蛇紋石晶体系由裂隙壁的溶蝕而生长，直到裂隙壁不受热液作用时为止。在此过程中，脉的中部形成所謂間壁，称中央隔壁。它是由石棉脉两壁不溶解的岩石残余顆粒組成的。

如果热水溶液对裂隙两壁的熔蝕均等，那么石棉晶体在两側生长的速度相同，隔壁分布于石棉脉的中央。若热水溶液仅熔蝕裂隙的一壁，結果蛇紋石晶体——石棉纖維只在一边生长，这样就无隔壁形成。

根据 П.М. 塔塔林諾夫的資料，超基性岩的矿物可按下列反应式变成蛇紋石以及溫石棉。

$$\underset{\text{橄欖石}}{3Mg_2FeSi_2O_6} + 6H_2O + O \rightarrow \underset{\text{蛇紋石}}{3H_4Mg_3Si_2O_9} + Fe_3O_4$$

地信网会员网络名 http://bbs.as001.com/

$$\underset{\text{顽火辉石}}{2Mg_2Si_2O_6} + 2H_2O + CO_2 \rightarrow \underset{\text{蛇纹石}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + SiO_2 + MgCO_3$$

$$\underset{\text{透辉石}}{3CaMgSi_2O_6} + 3CO_2 + H_2O \rightarrow \underset{\text{蛇纹石}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + 4SiO_2 + 3CaCO_3$$

温石棉纖維的长度取决于热水溶液沿裂隙运动的持續时間，因为蛇纹石晶体一直生长至热液不再熔洗其旁的超基性岩为止（蛇纹石石棉晶体即由超基性岩形成）。

在工业上纖維长度不同的温石棉均可利用。

矽酸和碳酸热水溶液与蛇纹岩作用后，不仅可形成温石棉，而且还可形成滑石。滑石、滑石-碳酸盐岩和含石棉脉的蛇纹岩大都产在一起。但滑石是在石棉之后形成的。

П. М. 塔塔林諾夫提出了如下的蛇纹石变成滑石的反应式：

$$\underset{\text{蛇纹石}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + 2SiO_2 \rightarrow \underset{\text{滑石}}{H_2Mg_3Si_4O_{12}} + H_2O$$

$$\underset{\text{蛇纹石}}{2H_4Mg_3Si_2O_9} + 3CO_2 \rightarrow \underset{\text{滑石}}{H_2Mg_3Si_4O_{12}} + 3MgCO_3 + 3H_2O$$

当按第二反应式形成的碳酸盐被水带走时，即留下致密的滑石隐晶質变种——块滑石。碳酸盐不被带走时，则形成滑石質岩（тальковые камни）——滑石-碳酸盐岩和滑石-綠泥石岩。

矽酸和碳酸热水溶液与白云石化灰岩和白云岩作用后，同样可以形成温石棉和滑石。这种溶液可以由酸性或超基性岩浆析出。由温石棉和滑石矿床之分布在酸性或基性侵入体附近，就可証实。显然，此类侵入体对矿体围岩的碳酸盐进行了接触作用。

白云岩和白云石化灰岩发生蛇纹石化和形成温石棉的方式大概有两种。一种是白云石在含二氧化矽的热水溶液作用下，可按下式直接变成蛇纹石：

$$\underset{\text{白云石}}{3CaMg(CO_3)_2} + 2SiO_2 + 2H_2O \rightarrow \underset{\text{蛇纹石}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + 3CaCO_3 + 3CO_2$$

地信网论坛网络版名：http://bbs.ss001.com/

另一种是先由气成作用形成矽嘎岩矿物如透辉石、石榴石、方柱石，特别是透辉石，以后它們再經热液作用，发生蛇紋石化：

$$\underset{\text{透辉石}}{3CaMgSi_2O_6} + 3CO_2 + H_2O \rightarrow \underset{\text{蛇紋石}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + 4SiO_2 + 3CaCO_3$$

白云石化灰岩中溫石棉呈脉状分布，并常与层状裂隙一致。它与超基性岩石中的溫石棉的区别是鉄的含量較少，所以在电气工业上价值較大。

白云岩中滑石化作用，可有两个阶段，也可为一个阶段。

通常矽酸热液与所通过的岩石发生交代作用后，便形成矽嘎岩矿物，如透辉石、阳起石、頑火輝石等，这些矿物在后来的酸性热液影响下又变成滑石。塔塔林諾夫認为，其反应是按下式进行的：

$$\underset{\text{白云石}}{3CaMg(CO_3)_2} + 4SiO_2 \rightarrow \underset{\text{透閃石}}{CaMg_3Si_4O_{12}} + 2CaCO_3 + 4CO_2$$

$$\underset{\text{透閃石}}{CaMg_3Si_4O_{12}} + H_2O + CO_2 \rightarrow \underset{\text{滑　石}}{H_2Mg_3Si_4O_{12}} + CaCO_3$$

白云石也可以直接变成滑石：

$$\underset{\text{白云石}}{3CaMg(CO_3)_2} + 4SiO_2 + H_2O \rightarrow \underset{\text{滑　石}}{H_2Mg_3Si_4O_{12}} + 3CaCO_3 + 3CO_2$$

滑石或滑石岩矿床，可成矿巢、矿脉和透晶体，通常分布于蛇紋岩中，距較新的酸性岩的接触带不远。在这类矿床的滑石中，总含有氧化鉄杂質。

在滑石岩中，以滑石-菱鎂矿岩最有价值，它可作为高級耐火材料。

在碳酸盐类岩层中的滑石矿床，常常是远交代矿床，即离岩浆体与围岩接触的地方較远。这类矿床中的滑石很純，适用于化粧品工业。

地质网论坛网络域名：http://bbs.35001.com/

与白云石化灰岩和白云岩有关的石棉和滑石矿床比較少見，其規模較小，同时工业价值亦次于超基性岩中的石棉、滑石矿床。

下部风化亚带內热液充填空洞非金屬矿产的形成

下部亚带內热液作用分布很广。但由热液所形成的非金屬矿产并不多。

不大的半深成酸性岩浆体所析出的热水溶液不仅可以形成高溫磷灰石矿床，而且也可形成中溫磷灰石矿床。在西班牙有卡沙列斯磷灰石矿床，其中有磷灰石-方解石脉。根据这些矿脉的物質成分判断，它們是在中溫条件下形成的。

卡沙列斯矿床与花崗岩侵入体有关。石英-方解石脉分布于裂隙中。它們不論在围岩或侵入体本身中均可見到。磷灰石矿体按其規模和P_2O_5的含量均是可采的。

富含P_2O_5的热水溶液与石灰岩作用后，可以形成远交代磷灰石矿床。

在下部风化亚带內，由酸性岩浆析出的热水溶液作用，可形成螢石多矿物矿床。这类矿床的形成，既与金屬矿物充填已有的裂隙有关，也与石灰岩的交代变質有关。

在下部亚带內螢石矿床的特点是，矿石中除螢石外，还含有方鉛矿、閃鋅矿、黃銅矿、黃鉄矿、石英以及其他矿物。有大量硫化物的存在，証明热水溶液的氧化程度較弱及成矿作用是发生于风化带的下部。在某些情况下，开采这类多矿物矿床，与其說是为了获取螢石，还不如說是为了取得方鉛矿和閃鋅矿。

超基性岩体受飽含矽酸和碳酸的热水溶液作用后，可形成热液充填空洞菱鎂矿矿床。

前面所列举的关于超基性岩的造岩矿物和蛇紋石在含碳酸热水溶液作用下所发生的分解反应說明，其結果往往可形成碳酸鎂——菱鎂矿。

地质图书馆网络域名：http://bbs.ssdt.com/

这样形成的菱镁矿称为非晶質菱镁矿。它聚集在裂隙和空洞中。非晶質菱镁矿矿体往往較大，可以开采。通常它們成为不規則的矿脉和矿株，可沿走向深延数十米。

按其規模和儲量，热液充填空洞菱镁矿矿床是次于下述远交代矿床的。

中部风化亚带內热液非金属矿产的形成

在中部风化亚带內由于射气活动的結果而形成的非金属矿产为数不多。其中較为典型的有重晶石、螢石。它們在整个风化带內均有分布。此外，在中部亚带內的超基性岩石中，可繼續形成石棉和滑石。

重晶石是中部亚带內的主要非金属矿产，在成因上与酸性岩石有关。重晶石在各种空洞中的沉积，以及它与石灰岩的交代作用，可在热水溶液中氧的含量不同或具有不同氧化程度的条件下发生。

热液的氧化程度較弱时，重晶石与石英、硫化物（主要是方鉛矿、閃鋅矿、黃銅矿、黃鉄矿）同时析出，这就形成了所謂重晶石多金属矿床。

在氧化較强的条件下，形成重晶石-螢石和重晶石单矿物矿床。

最后，当热液氧化得更厉害时，便形成重晶石-毒重石和重晶石-方解石矿床。

在許多情况下，重晶石的沉淀可能是含 $BaCl_2$ 的热液与滲流水相遇而产生的。这时，溶液中的 Ba^{2} 阳离子与 $[SO_4]^{2-}$ 离子結合而沉淀，留下剩余的 $[SO_4]^{2-}$ 阴离子。这使得从沉积带可带出 Zn^{2+}、Cu^{2+}、Fe^{2+} 等阳离子，因为它們与 $[SO_4]^{2-}$ 阴离子形成易溶解的化合物。由于这些作用的結果，便产生重晶石单矿物脉或重晶石方解石脉。

大部分重晶石矿床是屬热液充填空隙的。因此，重晶石矿体

地质网论坛网络域名：http://bbs.ss01.com/

主要成为脉状，也常为珠串状，其长可从数十到数百米，厚从数十厘米到数米。重晶石矿株则少見。

在石灰岩中常有重晶石脉，并逐渐过渡为交代矿床。这样就不能将远交代重晶石矿床与热液充填空隙重晶石矿床明显地划分开来。

在中部亚带内也有螢石矿床。它們主要是热液充填空隙的。这些矿床接近于单矿物矿床。在螢石的伴随矿物中有重晶石，它是中部亚带矿床的指示矿物。有时可見到石英和玉髓。

按其构造和工业价值，在中部亚带和下部亚带内的螢石矿床多少相同。

上部风化亚带内远交代非金属矿产的形成

上部风化亚带内可形成最低溫的远交代矿床。其中最有实际意义的有菱鎂矿和明矾石。

富含碳酸鎂的热水溶液与石灰岩和白云岩作用后，易于将其变成結晶菱鎂矿。这在下列反应式中可以看到：

$$CaCO_3 + MgCO_3 = CaMg(CO_3)_2$$

$$CaMg(CO_3)_2 + MgCO_3 = 2MgCO_3 + CaCO_3$$

热水溶液与岩浆的联系已无可疑，因为結晶菱鎂矿中有：方解石、文石、重晶石、滑石、石英、黄鉄矿和其他显然都是热液成因的矿物。关于析出这些溶液的岩浆的成分，以及溶液中富集碳酸鎂的問題还沒有統一的意見。

К. А. 列得里赫認为，富集鎂的溶液是由輝长岩-橄欖岩岩浆所析出的，因其富含此种元素之故。但基性岩浆所析出的射气总量并不多，而菱鎂矿矿体厚度达数十米，其伸延长度甚至达数公里。

Г. У. 别依和 К. 尼依奧来認为，酸性岩浆是射气的来源。但酸性岩浆析出的热水溶液不可能含大量鎂。

М. И. 加兰提出，热水溶液中的鎂是来自富含这种元素的岩

石，例如綠泥石片岩、輝綠岩，这是当溶液由岩浆源向受交代的碳酸盐类岩层运动时所发生的。这种推断可能較为正确。

远交代的菱鎂矿常成巨大层状透鏡体，埋藏于碳酸盐岩石中，并与其层理一致。远交代矿床往往产于变質岩层中。

埋藏不深的酸性岩浆所析出的热水溶液，由于岩浆源至地表的距离較短，因而来不及完全氧化。因此在这种热水溶液中还保留有 $[SO_4]^{2-}$ 阴离子，故可把这种溶液看为弱硫酸溶液。

硫酸热水溶液与长石或含 K_2O 和 Al_2O_3 的硅酸盐类作用后，可将其交代成为明矾石和石英。由这种交代的結果，可形成明矾石化岩石，其明矾石含量不一，从1到100%，平均为40%。除了明矾石以外，在明矾石化岩石中还有石英，地开石和极少量的赤鉄矿。

明矾石与长石交代后，常分散在岩石中。此外，也可以形成单个的透鏡体和細小的横切脉。后一种情况說明在空隙中經过直接成矿作用可以形成明矾石矿床。

凝灰岩尤其易于明矾石化。酸性喷出岩明矾石化的能力較弱。

明矾石化岩层通常很厚，一达数十米，延长数公里。所以明矾石矿床的儲量往往是很大的。

上部风化亚带內热液充填空隙非金属矿产的形成

热水溶液自深处上升至地表时，进入压力和溫度急降的上部风化亚带，就促使各种矿物从溶液中沉淀出来，充填于裂隙和其他空洞中。

若岩浆源距地表不远，那么与酸性岩浆有关的热水溶液是硫酸質的（参看上面）。溶液沿长石質围岩裂隙运动时，长石发生分解并部分地溶解。結果硫酸热液富集 K_2O 和 Al_2O_3，及至上部較冷却部位，便結晶出明矾石，以充填于裂隙中。热液充填空隙明矾石矿床就是这样形成的。

射气也可能将 K_2O 和 Al_2O_3 直接从岩浆源带出。

热液明矾石脉中除明矾石外，还有少量石英、方解石、石膏、黄铁矿、地开石、绿泥石。岩石近矿脉带的蚀变表现为绢云母化和明矾石化。这些作用可以很弱，也可以扩展至距矿脉数米的地方。

在脉状明矾石矿床的矿石中，明矾石的含量很高。但是这类矿床的储量通常不大。所以，热液充填空隙明矾石矿床的工业价值比交代矿床为小。

酸性岩浆冷却末期析出的热水溶液温度较低，在上部风化亚带内，这些溶液常在裂隙中结晶出透明的方解石晶体——冰洲石。

在成因上与酸性岩浆有关的不大的冰洲石矿床通常分布在石灰岩层中。因此認为在石灰岩中运动的热水溶液富集了一定程度的鈣。但石灰岩中的冰洲石脉不能划为阿尔卑斯型矿脉，因在冰洲石的伴生矿物中見到有金屬矿物如辰砂、輝銻矿、白鉄矿、黃銅矿、黃鉄矿、赤鉄矿等等。金屬矿物的存在說明脉状冰洲石矿床的矿物綜合体是由酸性岩浆的热液作用而形成的。

与酸性岩浆射气有关的冰洲石矿床的工业价值不大。

上部风化亚带内超基性岩浆岩在热液作用下，按前述反应式（見前）可繼續形成非晶質菱鎂矿。

火山系統內岩浆成非金屬矿产的形成

火山系統由火山本身及連接火山与岩浆源的火山道組成，它是风化带内的部分地段，在其范围内矿产是在特殊的条件下形成的。

岩浆沿火山道上升，并周期地进行冷凝，在冷凝过程中形成的硬壳为后来的气体所冲破，并部分地被岩浆源的岩浆跑入火山道而重新熔融。就这样，在压力和溫度变化剧烈的条件下，火山道被岩浆岩所充填。結果引起在冷却着的岩浆中矿物結晶条件发生周期性的变化：有时晶体生长，有时晶体溶蝕，这种作用的进

地质图书馆网络版权所有：http://dbs.33001.com/

行仅在火山道中有之。

火山道是岩浆源通向地表的直接通路，就是在其中充填有冷却岩浆时也是如此。沿火山道及与其相連的裂隙向地表上升的不仅有液态射气，而且有火山下部岩浆源內由岩浆冷却所析出的气态射气。因此在火山活动地区，也可以形成气成充填空隙矿床，而这并不是整个上部风化亚带所具有的特征。

現代火山的分布很广，而以前它的数量还更多。火山道中充填有火山角砾岩和岩浆岩，这种情况在地壳各构造单元中均能見到。但是，作为非金屬矿产形成的地方来看，只有陆台的火山道才值得注意，这里充填有硷性超基性岩浆岩——角砾云母橄榄岩。原生金刚石矿床即与之有关。

在非洲陆台最早发現有含金刚石的角砾云母橄榄岩的火山道。最近在西伯利亚陆台也发現金刚石矿床，这里是一个巨大的金刚石产区。

含金刚石火山道直径为50—700米。孔口形状为圓形或橢圓形。火山道两壁是垂直的或稍向中央傾斜。在后一种情况下，火山道的断面随深度的增加而减小。

充填在火山道中的角砾云母橄榄岩呈浅綠色，其外貌很不均匀，結晶不好，灰綠色色調不均。它由橄榄石、鉻透輝石、古銅輝石及金云母組成。有时在角砾云母橄榄岩中可見到金刚石、鈦鉄矿和暗色鎂鋁榴石的晶体。

鎂鋁石榴石与金刚石的共生是很重要的，它在岩石中的含量要比金刚石多得多。鎂鋁石榴石是很好的找矿标志，根据这一标志曾經不止一次地找到金刚石矿床。

目前認为，金刚石是角砾云母橄榄岩的組成部分，同时是由埋藏在深达1000米以上的硷性超基性岩浆結晶出来的，这已为开采金刚石火山道所証实。

A. E. 費尔斯曼确定，角砾云母橄榄岩中的金刚石晶体有两

地学网络成长：http://bbs.3001.com/

类——溶蝕晶体和生长晶体。溶蝕晶体具有渾圓的稜边，而生长晶体則为直綫形稜边，同时晶面是平的。

費尔斯曼推断，生长晶体是当角砾云母橄欖岩在高压条件下在火山道中冷却时形成的。当下次噴发时，火山道的压力下降，結果已形成的晶体（其中包括金刚石晶体）发生溶蝕，在一种情况下这些晶体完全溶蝕，而在另一种情况下則只是部分地被溶蝕，結果就形成了上面所談到的溶蝕晶体。

金刚石晶体的大小变化范围很大，从微粒可到数百克拉的晶块（1克拉等于200毫克）。

目前原生矿床每吨矿石中含0.08克拉金刚石則認为是可采的。

含金刚石的火山道不仅在近代噴发岩发育的地方可以找到，有时在目前沒有地表火山活动特征的地区（如沒有基性噴发的地区）也可找到。这取决于該地区的侵蝕面。地表的噴出岩和凝灰岩首先受到侵蝕，它們也可能全部被侵蝕。至于深达1000米或更深的火山道，显然要完全侵蝕掉是不容易的。

原生金刚石矿床附近常有砂矿。如1立方米砂矿中含金刚石0.06克拉則为可采砂矿。

补給火山的岩浆源中的酸性岩浆析出大量气态射气，其中有H_2S和SO_2。这些气体沿火山道或其附近的裂隙向上移动，并进入火山錐的孔隙凝灰岩（它們是酸性熔岩噴出时形成的）中。这里，在疏松的孔隙岩石中（与地表有一定的距离）缺乏氧的条件下，H_2S不全部氧化，或H_2S与SO_2化合，結果产生自然硫。

А. Г. 別捷赫琴提出如下反应式：

$$2H_2S+2O=2H_2O+2S$$

$$H_2S+SO_2=H_2O+O+2S$$

H_2S和SO_2在孔隙岩石中氧化而产生的硫的堆积体呈不規則

地质网论坛网络域名 http://bbs.3s001.com/

透鏡体状，少数呈矿株状。其規模大小不一，在許多情况下均能供給工业部門开采。

硫的含量变化范围很大，从10—90%。

与火山錐有关的硫矿床分布在地槽区和年輕的褶皺带。

10. 地表带内岩浆成非金屬矿产的形成

地表是地壳四个深度分带中最上部的一带，四个深度带均是岩浆成非金屬矿产形成的地方。在地表岩浆成矿产仅产于有火山活动的地区。

与地表火山活动有关的矿产往往在地槽褶皺带的第一发展阶段形成。它們在陆台区形成的較少。

在喷发时，主要喷出熔岩。同时从火山道带出大量的气体和固体喷出物。熔岩喷发前后，在火山錐及其附近均有气态射气和热水溶液出現，它們析出各种矿物。因此，在地表形成屬于岩浆、射气和火成碎屑等类的岩浆成非金屬矿产。

地表带内自岩浆非金屬矿产的形成

岩流、岩被等熔岩冷却后可作建筑材料、鑄石（каменное литьё）及胶結原料。所以把这些堆积体視为自岩浆矿床。

結晶不好，常为暗色，不均質且难于加工的熔岩是不值錢的建筑材料。对它們不进行大量采用，几乎只作毛石用。

屬于巨大的岩被和岩流的建筑材料矿床具有大的儲量。开采这类矿床較为容易，因为它們直接产于地表。

鑄石工业目前尚无很大发展，因而在这方面采用的熔岩也不多。作鑄石用的主要是基性熔岩，因为它們呈熔融状态时最稀，易于成模。

含“活性氧化矽”的熔岩可作波特兰水泥的水硬配料，它可以增加水泥的水稳定性。未成化合物的細分散或非晶質 SiO_2 称为活性二氧化矽。

具有玻璃結构的各种熔岩——从玄武岩到流紋岩都有水硬性質。在薄层岩被和岩流中冷却很快的熔岩都具有玻璃結构。熔岩体边緣部分的玻璃結构尤其明显。

具有水硬性質的熔岩矿床規模都很大。

地表帶內射气非金屬矿产的形成

出露于地表火山或不久前熄灭的火山附近的气态射气和热水溶液，可以形成气成和热液硫矿床及矽华矿床。

除了与岩浆源相通的热液外，在岩壳及岩流中还存在有与主要岩浆源不直接相通的热液。这些热液是岩流中的熔岩冷却时形成的。有时由这些热液活动結果可由冰洲石形成。

在熔岩复盖层的裂隙中，以及活火山和死火山的火山道周壁，通过气成作用可聚积硫。根据塔塔林諾夫的資料，硫是直接由岩浆升华而成，或在火山喷发的碳酸气中呈微尘沉积而成。这些作用是在 100—110° 的溫度下进行的。

在地表形成的气成硫矿床，其規模通常不大。在許多情况下，它們与风化帶最上部的硫矿产同时形成。此时这些复杂成因的硫矿床的总儲量就可增大。

火山活动的涨动性有时使沉积有自然硫的火山錐地段溫度上升。当溫度增至200°时，硫即开始熔化，并沿火山坡向下流动。在卡納分島就有这种硫流。

在地表帶內形成的热液非金屬矿产有：硫、矽华、冰洲石。

在火山区內出露于地表的地下热液中常含有大量硫化氢。同时还有氧。此外，硫化氢水也与空气中的氧接触。

氧与溶解于热液中的硫化氢作用后，使之发生不完全的氧化，結果硫呈白色胶状乳浊液析出，然后发生沉淀。与硫一起从热液析出的还有方解石、文石和石膏。这样就形成由 $CaCO_3$ 和 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ 所組成的矽华，其中含有硫的浸染体和結核。

与硫化氢溫泉有关的硫矿产通常規模不大。

地信网论坛 http://bbs.sdsdi.com/

出露于地表的热液往往含有大量矽酸。间歇泉所喷出的水尤其常具有此一特点。

矽酸水出露于地表时溫度降低，結果其溶解二氧化矽的能力也降低。因此，在矽酸溫泉附近沉积有多孔隙的矽华物質——矽华。

矽华由蛋白石組成，所以可作为波特兰水泥的水硬配料。矽华的聚集体有时很大。近代矽酸溫泉附近的矽华矿床儲量不断增加。

喷出于地表的熔岩的冷却是很不均匀的。在岩流或岩被的表面首先形成硬壳，它阻挡內部熔融体中的气体跑出。富含气体的熔岩冷却成岩石以后，其中出現大量大小不均的空洞——杏仁体，以及因溫度降低而造成的裂隙。

岩流和岩被中的裂隙和空洞是冷却熔岩析出的热液移动的通道。在热水溶液的溫度降低以后，从其中析出呈玉髓和石英的矽酸盐，以及碳酸盐（冰洲石）。热液繼續冷却則形成沸石。

冰洲石是熔岩中最有价值的热液充填空隙非金屬矿产，它产于基性岩被中。冰洲石在西伯利亚陆台有大面积的分布，它們产于充填在暗色岩空隙中的玉髓質透鏡状脉中，透鏡状脉长在10米以下。与冰洲石菱面体在一起的还有紫水晶晶簇。

与基性噴发岩有关的冰洲石矿床往往很多，但其規模很小。

火成碎屑矿产的形成

当粘性大、富含气体的酸性熔岩喷出时，大量或粗或細的碎屑物質落在地表，形成火山凝灰岩和浮石矿床。

从空中落在地表的，以及由泥流从火山坡搬运而来的火山灰、砂、砾、火山弹等胶結而成的岩石，称之为火山凝灰岩。

上述定义相当完善地說明了火山凝灰岩的成分及其形成过程。由此可知，凝灰岩的主要沉积地区是火山附近。但必須指出，在某些地方已发現距火山区数百甚至数千公里的火山灰堆积

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

体，有时已变成凝灰岩，按其規模及質量均有工业价值。这种凝灰岩是由风搬来的火山灰堆积而成的。

凝灰岩可以是流紋岩質、玄武岩質、粗面岩質及其他成分的，这取决于其来源的熔岩成分。

火山附近的凝灰岩层厚可达数百或数千米。除凝灰岩外，它还含有熔岩层和层凝灰岩层。近代火山区凝灰岩的儲量很大。

每一地槽褶皺带在其地槽发展阶段的第一及第四时期，均可形成厚层凝灰岩。

火山凝灰岩有几种用途。較致密的凝灰岩作砌墙及鋪面材料用。称为白榴火山灰的富含活性二氧化矽的疏松凝灰岩，可作波特兰水泥的水硬配料。含大量活性二氧化矽的致密凝灰岩——粗面凝灰岩也有这种用途。

充塡火山道的稠而粘的熔岩，可阻止气体从岩浆源上升。此种气体压力甚大，使熔岩鼓起，待达爆发时刻，便冲破熔岩，并將其碎块抛出（有时熔岩碎块直径达0.5米）。熔岩碎块在空气中冷却，变成多孔状、乱纖維状或多泡状的很輕物質，称为浮石。

落至地表的浮石块与火山灰混合成浮石－火山灰层，它們常夾在岩流間的凝灰熔岩层中。

在浮石－火山灰层中的浮石含量不一。亚美尼亚苏維埃社会主义共和国安尼車站附近的浮石矿床，在每1立方米岩石中，含有浮石60公斤。

按岩石成分浮石中含有透长石、斜长石、白榴石、黑云母、角闪石及其他矿物的酸性火山玻璃。浮石主要由酸性和中性流紋岩質、粗面岩質和安山岩質熔岩所形成。

浮石的孔隙度达80%。容重为0.4—0.9。

火成碎屑矿产在現代地槽及年輕的褶皺带內有最广泛的分布。工业上所应用的大部分凝灰岩和全部浮石均产于此。

在每个地槽褶皺带內均有凝灰岩层。在陆台区，若其第二建

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

造沉积时有火山活动，也可见到凝灰岩。

在中国陆台内有中生代的凝灰岩。它与燕山构造旋迴的运动和断裂所伴随的火山喷发有关。

11. 与构造运动有关的岩浆成非金属矿床构造的变化

地壳运动使其构造发生不断的变化，这种变化也反映在岩浆成非金属矿床的构造上。地壳运动主要影响矿体的形状，而对其构造的影响较小。

与构造运动有关的破坏作用有两种——断裂破坏和褶皱破坏。

岩浆成矿体构造和形状的变化主要是断裂破坏所引起的。褶皱作用对大部分岩浆成矿床的影响则较薄弱（自岩浆及火成碎屑矿床例外），因大部分与岩浆成非金属矿产有关的射气作用主要是在地槽經过主要褶皱以后发生的。此外，射气矿床按其形成条件是产于断裂带，因此，其矿体在整个构造里的产状，系受沿老断裂发生的或在其附近发生的再次构造活动所控制。

岩浆成非金属矿产，按其形状及大小可概略地分成三类，在每一类中，构造运动均有其特殊表现：（1）作建筑材料用的岩浆岩体、超基性岩体及与其有关的交代矿产和接触－交代矿体；（2）热液和气成矿脉，以及形状不规则的远交代小矿体；（3）延伸很大的巨大层状交代矿体和火成碎屑矿体。

岩浆源的岩浆冷却后变成岩基、岩盘及巨大的岩株，它們产于地槽带围岩中，往往与褶皱作用同时发生。所以造成褶皱的侧压力也作用于岩浆体。正因为这样，在岩浆体内形成张力裂隙和剪切裂隙。

根据变形椭球体的原理，这些裂隙的走向与同一种压力所造成的褶皱的走向一致。裂隙及断裂网的密度与压力成正比。

在岩浆体所在地区的长期的地質发展过程中，构造运动的方

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

向可能改变。此时再次形成另一种方向的剪切裂隙和张力裂隙，它們立即反映在岩浆岩的节理上。

除了与压力有关的裂隙外，在岩浆岩里还有热力层裂裂隙（трещины температурного отслоения），其裂隙面与冷却岩浆体表面平行。此外，还有冷却张力造成的縱裂隙和横裂隙。

由此可見，岩浆岩的裂隙主要是构造成因的，同时可能是相当复杂的。岩石的裂隙性决定于节理，而节理影响岩浆岩是否宜于作建筑材料之用。

构造运动和冷却結果所造成的裂隙决定着与超基性岩有关的矿产空間位置。根据裂隙与矿产形成时間的关系，它可以是成矿前的，也可以是成矿同时的。对溫石棉、滑石、非晶質菱鎂矿矿床来說，成矿后的破坏不剧烈。主要表現为断层。

有时幅度很大的断层是接触交代矿产的特征。

气成和热液矿脉以及离岩浆体較远的小交代矿体主要产于断裂中（断层和逆掩断层中）。

早已确定，岩浆源的射气作用具有脉动性質，并与构造运动有密切关系。在某些射气矿床中可見到五組彼此穿插的矿脉。其中每一組矿脉都是由于矿物充填于单独的断裂而成，它們切割較早形成的矿脉，因此，有些断裂对于第一組脉是成矿前的，对于另一組是成矿同时的，而对于第三組則是成矿后的。

显然，射气作用初期形成的矿脉要比射气作用末期形成的矿脉破坏的更厉害。

上述矿床中的主要断裂为正断层，它們常是阶梯状的。逆掩断层极少見。

在地槽褶皺带内，中央部分的构造破坏最强烈，而在中部又以与深大断裂接触的地带最为破碎。热液和气成充填空隙矿床的破坏与这一总規律相适应。

延伸很长的层状远交代矿产，如結晶菱鎂矿和明矾石，一般

在一些比較稳定的构造环境中形成。它們通常产于地壳运动較弱的风化带上部；发生于地槽褶皺带地槽阶段的末期；分布在破坏程度較弱的地槽褶皺带的边緣部分。有时，在陆台条件下于年輕花崗岩侵入平緩碳酸盐岩层的地方，也可产生远交代矿产，如在中国所見到的。

根据产区的大地构造环境，巨大层状远交代矿产破坏較輕。断层常不多見，但有时也有規模很大的、长达数十甚至数百米之断层出現。此外，层状矿产往往呈单斜状态，傾角50—60°。

火成碎屑矿产（主要为火山凝灰岩）的主要形成时期，或在地槽带撓曲的初期，或在地槽活动的末期，即当地槽过渡为褶皺构造时。有时在陆台条件下，当熔岩沿断裂噴出时，也可形成火成碎屑矿产。

在地槽带发展初期形成的火山凝灰岩，参与地槽褶皺，撓曲剧烈而发生变質，且常失去其作为矿产的性質。

在陆台上以及在地槽褶皺后所成斜坡上所产生的火山凝灰岩，只被撓曲成平緩褶皺，或向一边平緩傾斜，且只被少量断层所破坏。

岩浆成非金属矿产在风化作用时的变化

岩浆成非金属矿产，在出露地表时受到风化作用。它們因风化作用而产生变化是不可避免的。因为地表的物理化学条件与矿产形成地点的不同。

风化作用在多数情况下使矿产的質量变坏。但有时也出現相反的情况。例如，在某些矿体露头上有疏松矿石，可从中取得有用矿物成分，因而提高其工业价值。

不同矿产对风化作用的反映也有不同，因其化学和物理性質有所不同。例如，纖維蛇紋石－石棉和滑石在风化时变化不太大，硫和明矾石則相反，后二者溶解的很快。

岩浆成非金属矿产的风化作用，是按水平的和垂直的自然地

地信网全云网络域名 http://ibs.3601.com/

理分带而进行的。因此对风化作用可大致按現代的主要自然带来論述。

岩浆成非金屬矿产很多。这使我們只能就其中最主要的矿产因风化而产生的变化加以論述。

在叙述外生矿产风化时所談到的某些风化作用結果与近代自然地理环境可能不符的情况，在評价岩浆成矿产的风化过程时仍然应加考虑。

在苔原区的永久冻土带内，主要是物理风化作用。它使岩浆岩向深破坏达 2—4 米，并使作为建筑材料的原料質量变坏。

冷冻物理风化使矽嘎岩体变松，因而从其中易于获取石榴石、刚玉和石墨等。但分布在永久冻土上的所謂岩石活动层的厚度較薄，故变好的材料深度不大。

化学风化作用在苔原区内很弱。所以与其有关的非金屬矿产的变化不太大。

大家知道，森林带的特点是物理风化作用力比苔原区減小，而化学和生物风化作用則明显地增加。

在森林带内，用作建筑材料的岩浆岩受到相当强烈的破坏；致密岩体的破坏深度，可达 4—6 米，而沿裂隙可达10米以上。伟晶岩脉，接触交代石墨矿体，光学石英、石墨、螢石、冰洲石和菱鎂矿等矿脉，以及含纖維蛇紋石石棉和滑石的岩体的破坏情况，也大致如此。

岩浆岩受风化部分的物理性質变坏是相当厉害的，它們不适于作毛石和墙壁用石。

当含刚玉的霞石正长岩和含石榴石的花崗岩受风化时，形成刚玉和石榴石的冲积砂矿床。

上述其他矿产的性質变化不太大，在个别情况下甚至非常之弱，以致完全不影响其工业評价。例如，在风化时，菱鎂矿、压电石英、螢石、石墨和重晶石等在化学上并不发生变化。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3501.com/

在森林气候条件下，硫和明矾石易于从围岩中被地表水冲走。

在温度变化较森林带剧烈、气候干燥性较大和植物较少的草原地带，物理风化作用又为加强。它使作为建筑材料的岩浆岩的质量变坏，常深达15米以上。

含刚玉的霞石正长岩、接触交代的刚玉-紅柱石矿床和石榴石花崗岩受风化时，形成淤积和坡积刚玉和石榴石砂矿床。

在草原地带，石榴石、刚玉和石墨的接触交代矿床，其风化带厚度大大增加，在个别場合下可达15—20米。在风化带内所采出的上述矿产的疏松矿石也易于富选，这就提高了它們的工业价值。

在草原气候下，硫和明矾石只在地表溶解。在10—15米深处，它們已成为不可能被渗透地表水所淋濾的矿物。

在气候变化剧烈和降雨量比蒸发量过小的沙漠地带，其特点是物理风化最强，而化学风化很弱。

这里的风化作用，可根据岩浆成矿产在草原地带的风化作用稍加补充，即：（1）物理风化作用在沙漠区的伸入深度比在草原区大；（2）在沙漠内甚至連明矾石和硫都不溶解和不被带走，可在地表直接找到它們的露头。

在溫和而潮湿的自然气候带內——亚热带和潮湿的热带森林——化学风化作用非常强烈。

这里岩浆岩受化学破坏有时深达10米，这对开采优質毛石、墙壁用石和表面用石造成很大困难。

滲透的酸性地表水对由碳酸化合物（如充填在裂隙中的冰洲石）所組成的矿体易于破坏。至于硫和明矾石会很快受到它們的作用，那就更不用說了。

在溫和而潮湿的气候带內，强烈的化学风化作用为开采化学上稳定的矿床（其矿石在富选前必須破碎）造成特别有利的条件。例如，这样的风化作用在很多場合下，可决定石榴石、刚玉和石墨的接触交代矿床的开采可能性。

地信网公安网络域名：http://bbs.3001.com/

第 四 章

变質成非金屬矿产的形成

在变質作用过程中，由各种岩石，以及在变質前完全是另一性質和另种用途的矿物，或一般沒有工业价值的矿物，經变質而形成的矿产，称为变質成矿产。

这一定义不包括变質成矿产中的受变質矿产，即其性質在变質过程中改变不大，而其用途又和以前一样的那些矿产。例如，不能把磷块岩因受变質作用而成的磷灰石認为是变質成矿产，如安徽长江左岸的宿松磷矿就是这样。若将这种矿产列入成因复杂的一类更为正确些。

变質作用分：貫入变質作用、区域变質作用、接触变質作用和动力变質作用。

貫入变質作用出現于变質带的最深地段，在大花崗岩岩体接触处。这里，常有花崗岩岩浆向其外圍强烈变質的岩层进行层間貫入。这种貫入作用常常是多次的。貫入物質和圍岩相互影响，其間形成不清楚的界綫。

由上述結果形成的岩石名为混合岩和貫入片麻岩。它們可用做建筑材料，但其价値总是很小的，故在下面不把它作为矿产来研究。

在区域变質作用过程中，原始岩浆岩和变質岩发生再結晶作用，并改变其矿物成分，可形成一系列矿产，如藍晶石和矽綫石片岩及石墨片岩。在受区域变質作用的岩石中，則有阿尔卑斯型脉。

接触变質作用表現为岩浆对圍岩的溫度作用，其結果并不形

地学网论坛网络成名：http://bbs.3s001.com/

成大量新矿物，所造成的矿产也较少。例如大理岩和非晶质石墨即属此类。

动力变质作用，表现为岩石受强烈的单向压力而呈片理化，它发生于变质带最上部。动力变质結果形成瓦板岩之类的矿产。

据上所述，把变质成非金属矿产分为如下三类，区域变质的、接触变质的和动力变质的。

1. 变质作用的一般特征及其在形成变质成非金属矿产中的意义

变质成非金属矿产形成于变质带内，而靠近于岩浆成接触交代矿产。这两类矿产在形成过程中的区别，在于变质成矿产是岩浆的围岩主要受溫度和压力的影响而形成的，接触交代矿产則是由冷却岩浆所析出的射气形成的。

在地壳內部的高溫、高压和还原环境的条件下（变质带內主要为还原环境），岩石所发生变质作用，是有各种各样的表現的。

在整个变质带內，溫度和压力对含水矿物的脫水作用来說是足够高的，这种从矿物化合物中脫出来的水，呈气态或液态沿变质层开始循环。

一、在变质带的最深地段，由于各种組份的重新組合，可形成新的矿物，它与原来矿物的区别是体积小，比重大。例如，成分为 $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ 而比重为 2.54—2.57 的正长石，經过变質則变为成分为 $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ 而比重为3.56—3.68的蓝晶石。

某些矿物在变質带的高溫和还原环境下可全部消失。自然硫、石盐、硬石膏和石膏就是这样。

組成变質带下部岩石的矿物物質，在有 H_2O、CO_2 和其他矿化剂参入时，則发生再組合。这不仅表現为再結晶作用，同时也表現为交代作用，在某些場合下甚至表現为不同化合物的再沉

此为网络云网络域名：http://bbs.3s001.com/

积。

大部分H_2O、CO_2和其他矿化剂是来自参加变质作用的沉积岩的矿物。某些数量不多的矿化剂系从岩浆源进入受变质的岩石的。

在受变质岩石析出物的成分中，主要为水蒸气和水，因其处在变质带内，故水的温度很高。这种水易于溶解、搬运和沉积各种化合物，这就确定了在变质带的个别地段可能有淋滤作用并造成空洞。这些空洞是后来直接成矿的地方。

变质带的压力常是单向的，即定向的，它促使片麻岩和结晶片岩形成典型的片状结构。这在工业方面也具有较重要的意义，因为定向压力使变质带上部的岩石具片状结构，可将它們制成用作屋顶材料的薄石板。

2. 受变质作用的岩石的成分在变质成非金属矿产形成中的意义

形成变质成矿产的原始物质是原已存在的岩石或矿物堆积体。这就确定了变质成矿产与受变质作用的岩石性质有了直接关系。

在很深处发生区域变质作用时，受变质岩石的长石成分有利于变质成矿产的形成，因长石中的氧化铝可形成蓝晶石、矽线石和刚玉。

含有机物的沉积岩是形成石墨结晶片岩的良好原始物质。

在不很深的地方发生区域变质作用时，碳酸盐类岩石变成大理岩和白云质大理岩。石英砂岩在此种条件下则变为石英岩。

岩浆岩对沉积岩的溫度作用，可形成：大理岩——由石灰岩变成，石英岩——由石英砂岩变成，角岩——由粘土质沉积物变成，和石墨——由煤变成。

粘土质岩石受强烈侧向压力作用后，有时变为瓦板岩。其

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

他沉积岩如砂岩和灰岩，以及岩浆岩，因压力結果都产生片理，但它們不成为矿产。

3. 变质成非金属矿产的动热深度分带和大地构造分带

变质成非金属矿产的形成及空間分布受两种分带，即动热深度分带及大地构造分带所控制。

动热分带在于在地壳变质带中存在有不同溫度条件及压力特征的亚带。溫度与压力是决定变质作用特征的主要因素。

考虑到上述变质作用的情况，可分出如下动热亚带：（1）压力均匀、溫度高和热水溶液作用弱的亚带；（2）压力中等、具有接触热作用的亚带；（3）单向压力、热作用一般較弱的亚带。

上述亚带和区域变質、接触变質、动力变質等作用相适应。所以变質带的动热深度亚带也可称为区域接触变質和动力变質亚带。

区域变質和动力变質亚带，分别处于变質带的下部和上部。接触变質亚带則在岩浆源附近。所以有时它也分布在风化帶范围內，因在风化帶內有时有半深小岩浆体及火山系統的根部。

变質成非金属矿产的大地构造分带，首先表現为它們主要产生于地槽帶內。

在地槽帶軸部，区域变質、接触变質及动力变質作用特别强烈，这里岩浆活动最剧，在褶皺作用时下沉也很大。所以主要的区域变質和接触变質矿产都分布在地槽帶的軸部。

靠近地槽帶边緣，接触变質和区域变質矿产减少，并且出現动力变質矿产。这是因为：（1）岩浆活动由地槽軸部向边緣減少和（2）在主要褶皺作用过程中地槽帶边緣的沉降比其軸部为小的緣故。

在沒有岩浆活动及区域变質作用的边緣拗陷地帶，仅形成动力变質矿产。

地质论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

在陆台区的各种变质作用中以接触变质作用最为强烈。但仅在有岩浆岩侵入上部构造层的沉积岩层的陆台中，才有这种变质作用，它不是普遍存在的。当然，在褶皱基底的岩石中，即在陆台下部构造中可有任何成因的变质成矿产。

在大多数的陆台内，接触变质矿产的形成与基性层状侵入体侵入上部构造层的沉积岩层有关。这种侵入体的接触作用带的厚度往往不大。接触变质岩石的伸展往往很长，常以公里計，并与层状侵入体的大小相适应。

在中国陆台上部构造层内，不仅有基性岩侵入，同时还有花岗岩侵入。花岗岩体的接触变质带較基性岩株及岩墙的为宽。受变质岩石的边界通常与围岩层理不一致，因花岗岩是穿过这些岩层的。所以陆台型花岗岩体附近的接触变质矿产的种类要比层状基性侵入体附近的多。

4. 区域变质亚带内变质成非金属矿产的形成

在变质带最深部的区域变质亚带内，再結晶作用、脱水作用，以及形成体积减小而比重增加的新矿物的作用都最强烈。由，不同成分的矿化剂的影响，可加速和加剧这些作用。在此亚带中，与气态矿化剂及热水溶液作用有关的成矿作用，表現得时强时弱。

各种矿产的形成往往取决于区域变质岩的岩石成分。

富含三氧化二鋁的岩石——泥質頁岩及酸性噴出岩等受区域变質后，变成石英蓝晶石片岩。它除含石英及蓝晶石外，还有矽綫石、石榴石、刚玉，后两种矿物的含量，主要取决于受变質地层內气态矿化剂作用的强度。

石英蓝晶石片岩中蓝晶石的含量为10至95%。开采蓝晶石矿床时，从矿石中除了采蓝晶石外，还可取出石榴石、刚玉，如果它們的含量較富的話。

地信网论坛网络名：http://bbs.ss001.com/

蓝晶石矿床分布于云母石英片岩、角闪岩及其他变質岩組成的变質岩系中。有时在蓝晶石和矽綫石岩层中可見到几乎純净的刚玉透鏡体。根据某些学者的意見，刚玉透鏡体是由鋁土矿变質而成的。另一些学者則認为，它們的形成与冷却酸性岩浆析出的射气作用有关。

随着沉积岩的变質作用而产生的气态分泌物可能参加这一作用。

有些地方与蓝晶石矿床一起的还有蓝晶石-石榴石及石榴石-蓝晶石矿床。毫无疑問，石榴石是气成的，它是由在变質岩中运动的各种成因的气体所形成。

在許多变質岩发育的地区可見到石墨片麻岩或石墨結晶片岩，有时还有石墨化大理岩。上述岩石中均含石墨鱗片，其形成和氢与CO及CO_2的作用有关（参看上面）。在受变質岩石中的有机残骸有利于这一作用。

片麻岩中的石墨含量平均为8—10%，但在某些透鏡体中高达60%。

区域变質的石墨矿床按其形成条件与气成充填空隙石墨矿床很接近。

在較高即較冷的地段，区域变質作用表現为岩石变致密，泥質沉积物发生絹云母化，并变成千枚岩，而碳酸盐类岩石則发生再結晶作用，并变成鈣質和白云質大理岩，石英砂岩发生再結晶作用，并变成石英岩。

这样形成的矿产以石英岩、大理岩最有价値。它們具有粗板状及板状节理，可作工业建筑材料及技术石材。

在变質作用过程中所形成的热水溶液，在变質岩裂隙中运动。它們先溶解为其所穿过的裂隙壁，有时形成大空隙，以后过些时候，在空隙里沉积各种矿物。这样就形成了所謂“阿尔卑斯脉”。

地信网公云网络域名 http://bbs.gsw01.com/

在阿尔卑斯脉的膨胀部分，常有大大小小的空隙——晶洞、伟晶岩晶洞、晶巢，其中含有組成变質岩矿物的晶簇。

在阿尔卑斯脉中可見到的矿物有：具有压电性質的水晶、阳起石、冰长石、鈉长石、金紅石等。在水晶洞中沒有金屬矿物。含压电石英晶体的阿尔卑斯脉工业价值最大。

区域变質矿产的分布取决于其形成地点。

在变質带最深处形成的蓝晶石、石墨、石榴石等矿床，产于侵蝕很深的褶皺构造軸部及前寒武紀陆台的結晶基底中。

层状大理岩及石英岩矿床主要产于地槽褶皺带的外部。

阿尔卑斯脉中的压电石英矿床分布在被侵蝕的褶皺带的外部。在年輕褶皺带及出露于地表的地槽部分內，这些矿床分布于中央复背斜拱部，如果它侵蝕不深的話。

5. 接触变質亚带內变質成非金屬矿产的形成

接触变質非金屬矿产是由各种岩浆因溫度作用于围岩而形成的。在所形成的矿产中沒有新矿物或很少，乃是这些矿产形成的特点。如果在变質岩石中出現大量新矿物，那么所形成的不是接触变質矿产，而是接触交代矿产。

任何岩石均可遭受接触变質作用。但是，只有石灰岩、白云岩及煤受接触变質后，方能形成有价值的非金屬矿产。

石灰岩和白云岩受岩浆溫度作用后变成鈣質和白云質大理岩。

不論酸性或基性岩浆均可以溫度使碳酸盐岩层发生接触变質作用。酸性岩浆的接触作用比基性岩浆的接触作用要强烈。这是因为酸性岩浆析出大量气态射气所致。热气可以穿过围岩很远的地方，它强烈地使其受热。結果使碳酸盐类岩石的再結晶作用加剧，而接触作用带也变厚。

直接靠近岩浆体的大理岩通常是粗晶質的。离岩浆体愈远，

地信网公安网络域名：http://bbs.3601.com/

组成大理岩的方解石晶体变小。在工业上最有价值的是細晶質大理岩。

岩浆与煤发生接触作用后，变質成非晶質（隐晶質）石墨。不論在地槽或陆台条件下煤层均可发生石墨化。

地槽褶皺带的煤层在地槽发展阶段最常变为石墨。因在地槽带內岩浆体的分布很广，它們給煤系以不同的接触影响。

巨大的岩浆体——岩基、岩盘、大岩株放出大量热，所以它們通常可将其附近煤层完全变成石墨。

地槽带的煤系常受褶皺。在发生褶皺作用时，由于压力影响以及受褶皺岩层下降至地壳高溫地段，都使煤系的溫度增加。此外，在个别煤层中有岩浆脉穿过含煤地层，故也形成局部的高溫地段。

在这种复杂而多样的溫度作用下，煤的有机物发生变質，这样就形成了石墨化无烟煤。这种特殊的煤常作为石墨矿石用，因为其中含石墨有时达10—15%。

石墨化无烟煤中的石墨是由几种煤变成的，这几种煤对溫度的升高非常敏感，比煤层的其他成分易于变質，但变成的不是石墨而是无烟煤。

大多数陆台区，接触变質石墨矿床是基性侵入岩与煤层发生接触变質作用后而形成的。当基性岩浆侵入于煤层的下伏岩层时，对这种矿床的形成特别有利。西伯利亚陆台西部最大的石墨矿床就产于这种层状侵入体附近。

具有年輕花崗岩侵入体的中国陆台中的石墨矿床，是花崗岩体与古生代和中生代煤发生溫度作用而形成的。这里矿床的类型有些不同，因为花崗岩体不是层状的，而是交錯的。花崗岩体附近接触变質石墨矿床的規模不大，只在穿过煤层的接触地段才有。

中国陆台內花崗岩附近形成的接触变質石墨矿床通常規模不

大，因为这种陆台型花崗岩接触作用带的厚度往往不大。

6. 动力变质亚带内变质成非金属矿产的形成

唯一的动力变質非金屬矿产是瓦板岩。

瓦板岩是变質輕微的泥質岩石，主要由粘土物質組成。含絹云母、黑云母、綠泥石，有时含黃鉄矿、方解石和碳等。后三者的化学性質是不穩定的，因此它們是有害杂質。粘土中云母愈多，形成的瓦板岩就愈好。

瓦板岩在地槽区不深的地方（因而也是溫度不很高的地方）經褶皺作用而形成。瓦板岩层及层群通常分布于具有粗层理的泥質岩中。这說明沉积条件对于瓦板岩的形成有很大意义。显然，薄层泥質岩經褶皺作用后所形成的瓦板岩比沒有这种层理的岩石形成的瓦板岩为更好。

沉积岩层只有受褶皺作用所产生的定向压力作用，才能使瓦板岩具有很大的坚固性、致密性和裂成薄片的能力。如果劈理与受动力变質的泥質岩石的原始层理是一致的話，就可形成更好的瓦板岩矿床。

瓦板岩厚达100—200米，伸展可以公里計。因此瓦板岩的总儲量很大。

粗板状片岩的薄片厚度在20—25毫米，在电工上可代替大理岩用。

瓦板岩矿床产于地槽褶皺带。分布于区域变質及接触变質不很强烈的地段如边緣拗陷及前緣隆起等地段。

7. 与构造运动有关的变质成非金属矿床构造的变化

变質成非金屬矿床构造的变化与断裂破坏有关，这是很自然的。因为变質成矿产往往是在地槽褶皺过程中形成的。这一褶皺作用并不能改变为其所造成的矿床，而在已有相当坚硬的构造单

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

元中所进行的新褶皱作用，则表现很弱。

在变质成矿体中的断裂构造为正断层和逆掩断层，其发展情况不一。

由片麻岩和結晶片岩組成的作为蓝晶石、石榴石和石墨矿床围岩的变质地层中，仅能見到稀少的巨大断裂。小断裂对这些矿体的总形状沒有很大影响，因为它們以米計算，而片岩系的厚度可达100—200米。瓦板岩及区域变質大理岩矿床的破坏程度也是如此。

地槽型接触变質石墨矿床的构造破坏有时很强烈。石墨化无烟煤厚度小，所以为断裂所局限的矿产块段彼此分离，沿断裂移动1—2米。在地槽带軸部常見到幅度与这相同或更大的断层和逆掩断层。

陆台型接触变質石墨矿床中断裂少見。絕大部分陆台型接触变質石墨矿床构造均較稳定。这里石墨层常常是水平的。有时有平緩褶皱。

接触变質大理岩矿床构造的基本特点是其中存在有巨大而少見的断层。

8. 在风化过程中变质成矿产的变化

在风化过程中变質成矿产发生变化是不可避免的，因为这些矿产形成时所处的物理化学环境与現在地表不同。

风化作用有时使矿产的質量变坏，而有时則变好。受风化的大理岩比沒有风化的要差。但受风化的含石墨片麻岩比沒有风化的更有价值，因通常不能在未风化的片麻岩中取出石墨。

可以說，风化作用不能使大部分变質成矿产的化学性質发生很大变化，因为它們是在任何物理化学条件下都是稳定的矿物和岩石，如蓝晶石、石榴石、刚玉、石墨等。甚至于易溶解的变質成矿产如大理岩，在风化时也无化学上的变化。

此为试读，需要完整PDF请访问：http://www.ertongbook.com

变質成矿产的物理性質，在风化时通常有較显著的变化。

所有上述矿产的矿体經物理风化营力作用后都变松。变質成矿产的变松不只由物理因素所引起，并且还有化学因素的作用。可是，这一作用却不反映在矿产的化学性質上。例如，含石榴石的云母片岩，云母分解迅速，而石榴石則不变。自然，云母化学分解后也使石榴石云母片岩变松。

按地表总的自然地理分带来看，受风化作用破坏最甚的是热而湿度不稳定及热而湿度稳定气候带的变質成矿产。其风化壳的厚度有时可达20—30米，或者更厚。区域变質矿床中松散矿石可以开采，也容易加工，結果大大提高其工业价值。特别在区域变質石墨矿床中的矿石常是这样。

在十分热而湿的气候条件下，大理岩强烈地从地表沿裂隙溶解。但其变化深度不大。因此，在这些气候带距地表 3 — 5 米的地方可找到比較新鮮的岩石。

瓦板岩风化很剧烈，深达15—20米，或有时更深。

从变質成矿床破坏的程度来看，具大陆性炎热气候的干旱带（即沙漠）属于第二位。这里物理风化作用最强烈，主要表現为在溫度变化影响下岩石崩解成細块。崩解結果使得易于从破碎矿石中取出粗大的矿物顆粒，如蓝晶石、石榴石、刚玉等。但是，要以直接选矿的方式从风化产物取出由細小顆粒組成的矿产如石墨是不成的。

在溫和干燥气候带（草原带），物理风化次于沙漠带，而化学风化則較强烈。由于风化結果，使岩石的物理和化学性質均发生显著变化，其深在 5 — 8 米間。

溫和潮湿气候带(森林带)的风化岩层厚度大致也是这样。森林带风化产物与草原带风化产物不同的是其受化学破坏較强烈。

苔原，即寒冷潮湿带內，以物理风化为主，变質成矿体受到机械破坏，风化深度为 2 — 3 米。

地信网论坛网络域名：http://bbs.3001.com/

第 五 章

非金屬矿床的現代空間分布規律

1. 决定非金屬矿床現代空間分布的因素

固体可燃矿产及非金屬矿产的形成是地球的地質发展过程的一部分。矿产的形成是連續的。但是处在地表或地壳內部各种不同的和經常变化的地質条件下进行的。

大家知道，外生非金屬矿产在地表的任何地点均可形成。它們的形成取决于一系列的因素，首先是自然（自然地理）条件的水平分带和垂直分带。这点对組成外生矿产——大类的沉积矿产来說，特别有意义。

对外生矿产有很大影响的第二个因素是地貌。大家知道，大地貌单元的空間位置和地形特征是受地質构造及构造发展所决定的。由此可知，在地壳不同的构造单元中可以形成不同的外生矿产組合。例如，在褶皺带的高地，可形成大量风化矿产，而在陆台平原，則是大量沉积矿产形成的地方。

因此，地質构造是通过地貌来影响外生矿产的空間分布的。此外，不同大地构造单元內岩石成分的特征，也在其范圍內的矿产形成上有所反映。

在这一或那一时期內形成的岩浆成矿产和变質成矿产与外生矿产相反，它不是在整个地壳中都有，而只局限于比較小的范围內。岩浆成矿产及变質成矿产主要是在地槽褶皺带的地槽发展阶段形成的。陆台区岩浆活动較弱且不多見，而区域变質作用在上部沉积层形成时或形成后均不发生。显然，岩浆成及变質成矿产

地信网论坛网络域名：http://bbs.sc001.com/

的空間分布与地壳的大地构造特征——地槽褶皺带和陆台的分布情况有直接关系。

在現代的矿山企业技术設备下，固体矿产开采深度通常不超过1000米。所以生产部門人員只对那些埋藏較浅、經济上开采合算的矿床感到兴趣。

由此可知，在論述矿产的空間分布时，只需考虑地壳最上部的各种矿产。只有注意了每一大地构造单元的构造特征及侵蝕程度时，才能做到这点。

按地壳主要构造单元并考虑其年代来描述固体可燃矿产及非金屬矿产的空間分布是較恰当的。根据这一理由，需要将前寒武紀陆台、加里东期以后陆台、海西期以后陆台、中生代期以后陆台和各年代褶皺带的矿产的分布情况，分别加以叙述。但由于实际資料的不足，現在还不能完成这一复杂任务。所以下面只簡单談談几个构造单元如(1)前寒武紀陆台；(2)年輕陆台，即寒武紀以后的所有陆台；(3)古生代褶皺带；(4)中生代褶皺带；(5)新生代褶皺带及現代地槽带內固体可燃矿产及非金屬矿产的分布情况。

2. 前寒武紀陆台內非金屬矿产的分布規律

在陆台构造中，往往有两个显然不同的构造层：(1)下部构造层，即上部构造沉积层沉积之前已蝕平的古老褶皺带，和(2)上部构造层，主要由水平的或挤压成平緩褶皺的沉积岩組成。前寒武紀陆台区的下构造层是寒武紀前形成的，而在中国陆台內是震旦紀以前形成的。

根据上构造层的沉积岩在褶皺基底上的缺失或存在情况，陆台区內可相应地划分出地盾和地台。在这些岩层中最古老的是片麻岩和結晶片岩，較新的是大理岩、大理岩化灰岩和石英岩。除变質岩外，还有横切片麻岩和結晶片岩的岩浆岩——酸性的、基

地信网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

性的和碱性的都可出现。

根据組成地盾的岩石成分，在其范围内主要发育有区域变質的、岩浆成的和伟晶岩的矿产。射气矿产和风化类及沉积类中的外生矿产則較少見。

若地盾由太古代岩石組成，則其中有：蓝晶石和蓝晶石-石墨矿床；为石墨片麻岩和石墨片岩的石墨矿床；与伟晶岩有关的石英、长石和白云母矿床；霞石正长岩和磷灰石矿床；各种岩浆岩（主要是花崗岩）；因花崗岩破坏而成的高岭土矿床；碎石和建筑用砂等矿床。

在由元古代岩石、主要是碳酸盐类岩石組成的地盾上，广泛分布有区域变質而成的大理岩和石英岩。这里在許多地方有：远交代菱鎂矿矿床、接触交代金云母矿床和少数含有硼矿物——硼鎂鉄矿、矽硼鈣石和硼鎂石的矿床。沉积矿产中主要有碎石和建筑用砂。

在某些地盾上，特别是中国陆台区的地盾上广泛分布的陆台地塹中，可能有各种沉积矿产。其成分取决于該地塹在其被沉积物充塡时所处的自然条件。

地台，其特点是結晶基底上有沉积盖层，在其組成中有凸起和凹下部分，相应地称为陆背斜和陆向斜。

地台区結晶基底中的矿产，在大多数場合下产于深处，不能开采。因此在下面就不对它們进行討論。

陆背斜与陆向斜中的外生矿产，彼此有些区别。

在陆背斜內，沉积层的地层剖面通常不如陆向斜中的完整，而地层的厚度也較薄。陆背斜区域所发育的大部分岩层，与相邻陆向斜中地层剖面的中部岩系相当。这是因为陆背斜在沉积物堆积时，比邻近的陆向斜下降得慢得多的緣故。

陆背斜沉积层的最上部，常有残积和淋濾矿床，其成分取决于受风化岩石的成分和經过陆背斜自然带的自然地理条件。下部

地学网论坛网络域名：http://bbs.3s001.com/

则为沉积矿产，它們构成稳定的，构造未被破坏的矿层，厚度通常不大。

陆背斜区沉积岩层中矿产的成分，由其形成时存在的自然地理条件而定。在陆背斜内，大部分形成建筑材料和磷块岩矿床。至于陆背斜中所沉积的煤层，則厚度較薄。

陆向斜中地层剖面較全，岩层的厚度也比陆背斜为大。因此这里的矿产組合也較富些，其沉积矿体的厚度也大得多。在陆向斜中以沉积矿产占优势。化学风化矿床和淋滤矿床較为少見。沉积矿产总是与其形成时的自然条件相适应。在陆向斜中最常見的有煤和盐。

陆向斜的特点是向斜构造表現得相当明显。所以在陆向斜中，不同年代的沉积矿产通常形成与两侧构造平行的条带分布。

在比較活动的边緣陆向斜内，常常有更清楚的褶皺。在边緣陆向斜中有厚层盐层时，可形成盐丘构造。

在某些陆台内（如西伯利亚陆台和中国陆台），在上部构造层形成时有基性、酸性和碱性岩浆侵入。这时形成接触变質石墨矿床和冰洲石热液矿床。磷灰石和霞石正长岩矿床与較少侵入的碱性岩浆有关。基性喷出岩可做建筑材料和鑄石工业原料。

3. 年輕陆台内非金屬矿产的分布規律

年輕陆台与前寒武紀陆台不同之处，首先在于其褶皺基底不是在太古代或元古代形成的，而是在較晚些时候——古生代或中生代形成的。因此，陆台上部构造的地层剖面不如前寒武紀陆台地层完全。

加里东褶皺构造而成的年輕陆台，其上部构造层的沉积物是由中古生代开始的。

海西期后陆台区内上部构造地层是从中三叠紀开始（自下起）的。

地信网论坛网络版名 http://bbs.gs01.com/

在中生代以后的陆台区内，在中生代岩层組成的褶皺基底上有与其成角度不整合的新生代沉积岩层。

在年輕的陆台内，也同前寒武紀陆台一样，有陆背斜和陆向斜。在某些陆背斜内，年輕陆台的褶皺基底出露于地表，但在大多数情况下，它隐藏在上部构造层的沉积岩之下。

年輕陆台的基底，主要由挤压成褶皺的各年代沉积岩組成，它們被各种岩体穿插，并受到某种程度的变質作用。

在褶皺沉积岩层中通常有沉积矿产，例如煤、石灰岩和砂岩。此外，沉积岩受岩浆体和其所析出的射气作用，在其中可形成接触变質矿产和各种射气矿产。最后，在年輕陆台的褶皺基底中，有作为建筑石材的自岩浆矿床，它們是任一褶皺带内的各种岩浆岩。

年輕陆台褶皺基底内的各种矿产与前寒武紀陆台基底的各种矿产有明显区别的。在年輕陆台下部构造的岩石中，有受强烈变質的煤，灰岩分布很广，并有大量射气矿产。与深成区域变質作用有关的矿产則很少見。至于年老陆台的結晶基底，其中主要为区域变質矿产（参看前面）。而煤則完全不見。

年輕陆台上构造层的沉积岩大部分是在大陆条件下形成的。这是它們与前寒武紀陆台的上构造层不同的地方。前寒武紀陆台的上构造层以海相沉积岩为主。

在年輕陆台上构造层的沉积中有：远海含煤沉积（含褐煤层）；陆相和泻湖相盐层（含各种盐类的透鏡体）；海相沉积（含矽藻土和矽藻石或灰岩——介壳灰岩、砂和粘土等）等。沉积物种类的不同，取决于其沉积地区的性質（在大陆或海内），和发生沉积时的自然条件。

上构造层的沉积岩在陆背斜中的厚度減小（与陆向斜相比），并且也同前寒武紀陆台一样，某些地层在陆背斜剖面中有缺失現象，虽然它在这里表現得不太明显。

地信网免费资源 http://bbs.ss01.com/

必须指出，在年輕陆台内陆背斜的某些地区可見到褶皺基底中的地塹，其中沉积有上构造层的最老沉积物，有时且含有矿产。地塹中特别常見的为含煤沉积，有时含煤厚可达数千米。

年輕陆台区上构造层的沉积岩的构造破坏很輕，实际上它們是水平产出的。因此在年輕陆台区的陆向斜的两翼部分，通常見不到一定层位中的一系列矿床在地表出露，这是与前寒武紀陆台不同的。

年輕陆台区内，在第二构造层形成时或形成后的岩浆活动很弱。与其有关的岩浆成矿产主要为各种熔岩。

4. 古生代褶皺带内非金属矿床的分布規律

大多数褶皺带的构造大致如下：由一个或数个大复背斜組成的中央部分，上升最高，侵蝕最为强烈；在中央凸起部分两侧有規模較小、褶皺强度較弱的复背斜和复向斜，上升較少，侵蝕也弱；在褶皺带的外緣有边緣拗陷，为复杂的向斜构造；在褶皺带的一些地方有山間盆地或后繼向斜拗陷；有时在大褶皺带内有中間地块；有大的縱断裂（沿着它发生相当大的位移）横穿褶皺构造。

当然，也有与这一构造情况不符的。例如在褶皺带的边緣，常有邻近陆台的褶皺基底凸起很高，受侵蝕很剧烈，在地貌上为褶皺带的組成部分。

最老的褶皺带是前寒武紀的。但它們几乎完全变成了陆台，因此在矿床分布方面就不加叙述。

在成因上与古生代加里东褶皺和海西宁褶皺有关的褶皺带受侵蝕很强烈。通常在其軸部的复背斜中，有为大花崗岩体穿过的太古代片麻岩和結晶片岩出露地表，这里也分布有区域变質而成的矿产。大多数是自岩浆矿产，其主要代表为花崗岩。也有石英、长石和白云母的伟晶岩，在去矽伟晶岩中，还有刚玉。

地信网论坛 http://bbs.3s001.com/

在花崗岩穿过复背斜軸部沉积岩稍远的地方，有接触交代矿床，如石榴石和含硼矿物，以及接触变質大理岩等。

纖維蛇紋石-溫石棉、滑石和非晶質菱鎂矿矿床，它与超基性岩体有关。

褶皺带边緣附近在沉积岩层受变質較浅的地方，有瓦板岩、建築用砂岩、灰岩、大理岩化灰岩和大理岩矿床。这里也有远交代菱鎂矿矿床、热液脉状螢石和重晶石矿床。

在海西宁褶皺带的内部通常有煤和无烟煤矿床。

在加里东和海西宁褶皺带內，与任何年代的碳酸盐岩层有关的可能有磷块岩矿床。

在边緣拗陷通常有含煤和含盐沉积。这里广泛地分布的有石膏、硬石膏和石盐矿床。鉀盐矿床則較少見。

山間盆地也象边緣拗陷一样，是含煤和含盐沉积厚层堆积的地方，如果自然条件也有助于这一点的話。在山間盆地所形成的煤田和盐矿床常常是很大的。

在后繼向斜內可发現不大的褐煤煤田和各种粘土及砂矿床。有时在适宜的自然条件下这里也可形成盐矿床。

在某些海西宁褶皺带的內部有加里东期的中間地块。这些地块內以沉积上古生代矿产为主。

5. 中生代褶皺带內非金屬矿床的分布規律

中生代褶皺带与古生代褶皺带不同之点在其侵蝕深度甚浅。致使前寒武紀結晶岩类、在中生代褶皺带軸部分布面积不大，有时甚至完全缺乏。因此，在剧烈变質的結晶岩层內的典型矿产如石英-蓝晶石片岩、黑云母-石榴石片岩、黑云母伟晶岩、陶瓷用伟晶黏等分布不广甚或完全不見。

侵蝕較浅也确定了花崗岩分布面积不大。在中生代褶皺区的地質图上，沒有作为古生代褶皺带地質图特征的大紅

地信网论坛网络版：http://bbs.ss01.com/

点●。超基性岩石的大岩体在中生代褶皱带内通常是沒有的。

当然，花崗岩发育不广，会使与其有关的自岩浆矿床的分布也不广。接触变質的大理岩矿床在中生代褶皱带也較少見。纖維蛇紋石-溫石棉、滑石和非晶質菱鎂矿矿床尤为少見，或完全沒有。

但是，中生代褶皱带內侵蝕深度不大，也有其好的一面。因为这样便保留了沒有被破坏的热液充填空隙矿床如螢石、重晶石和其他矿床。在中生代褶皱带內远交代矿床特别是菱鎂矿矿床分布很广。

中生代褶皱带內变質成矿产有：瓦板岩和充填在阿尔卑斯脉晶洞中的压电石英。

中生代褶皱带內外生非金屬矿产是常見的。它們是：灰岩和分布很广的建筑用砂岩；有时有煤。其煤层产于地槽褶皱中。

在边緣拗陷和山間盆地內堆积的沉积岩中可能有褐煤煤田和盐矿床。

中間地块是疏松建筑材料广泛分布的地区。这里也有各种盐矿床和褐煤煤田。

6. 新生代褶皱带和現代地槽区非金屬矿床的分布規律

新生代褶皱使大地槽带的某些地段轉变为較稳定的褶皱构造，而同一带的其他地段則还保持着地槽状态。例如阿尔卑斯-喜馬拉雅地槽褶皱带就是这样。其中部为上升的喜馬拉雅高山，而該带东南端的馬来亚群島还有典型的地槽区。这就使我們在某种程度上可以把新生代褶皱构造中和保存在其附近的一些地槽区內的固体可燃矿产和外生非金屬矿产看作是共同分布的。

新生代褶皱带的侵蝕較中生代的为弱。所以在其軸部复背斜

●花崗岩分布的面积在地質图上通常染上紅色。

此为试读，需要完整PDF请访问：http://bbs.3s001.com/

的中部受强烈变质的古老（太古代的）岩石較少，有时完全沒有。但在很多阿尔卑斯式褶皺构造如高加索和帕米尔构造內，有前寒武紀岩石的露头。前寒武紀一元古界甚至在地槽区的某些高地內出現，中勘察加山脉可以为例。

在新生代褶皺构造中，成因上与变質作用和岩浆侵入作用有关的矿产的分布規律，与其他年代褶皺构造中的一样（参看前面）。所不同的只是新生代褶皺系中的中溫和低溫热液矿床——重晶石和螢石及其他矿床大大增加而已，菱鎂矿和白云石的远交代矿床也更常見。

在新生代褶皺带內，除与岩浆侵入作用有关的矿产外，还广泛地分布有火山噴发时形成的矿产。在較老的褶皺构造中是沒有这种矿产的，它們已被侵蝕。

噴发成矿产有硫、火山凝灰岩和浮石。冷却了的熔岩本身也可作建筑用材料。

新生代褶皺带的外生矿产是一般的。它們是灰岩、白云岩、泥灰岩、砂岩，有时有煤。

在新生代边緣拗陷和山間盆地內有建筑材料，特别是卵石和砾石的大矿床。此外，在适当气候条件下，大山間盆地的中部可形成盐湖，湖底沉淀有不同成分的盐。

新生代褶皺带的中間地块是沉积矿产集中的地方。其成分决定于地質剖面上部岩石堆积时中間地块所处的自然条件。

参 考 文 献

Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И. и др.—Основные проблемы в учении о магматогенных полезных ископаемых, 2-ое издание, Изд. АН СССР, 1953 г.

Бетехтин А. Г., Домарев В. С. и др. Курс месторождений полезных ископаемых—2-ое издание, Госгеолтехиздат, 1946 г.

Жемчужников Ю. А.—Общая геология ископаемых углей—углетехиздат, 1948 г.

Земятченский П. А. Глины СССР, Общая часть, вып. I, Издательство АН СССР, 1935.

Иванов А. А.—Основы геологии и методики поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей—Госгеолиздат, 1953 г.

Линдгрен В., Минеральные месторождения, вып. I, II, III, ОНТИ, 1934—1935.

Моренков В. Я., Муратов М. В.—Неметаллические полезные ископаемые, Госгеолиздат, 1942 г.

"Неметаллические ископаемые СССР" сборник, т. т. I—IV, Издательство АН СССР 1936—1941.

Обручев В. А., Рудные месторождения, часть описательная, ОНТИ, 1938.

Билибинский Ю. Н., Скарны и оруденение. Труды московского геолого-разведочного института им ни С. Орджоникидзе, №13, 1939.

Татаринов П. М.……условия образования месторождений рудных и нерудных

полезных ископаемых…госгеолтехиздат, 1955 г.

Татаринов П. М., Озеров К. Н. и др.—Курс и рудных месторождений, часть 1-я, ОНТИ, 1934 г.

Татаринов П. М., Малявкин С. Ф. и др.—Курс нерудных

м сторожд ний, часть II-я, ОНТИ, 1935 г.

Ферсман А. Е., Пегматиты, 3-ое исправленное издание, т 1, издат льство АН СССР, 1940.