

弱变形沉积层中铀矿床的构造控制

众所周知,与沉积岩或火山岩围岩呈整合产出的层状及透镜状矿体具有重要的工业价值。属于此种类型的有外生,还有很多内生矿床,其中以铅、铜、汞及铀的热液矿床最为特征。

正如沃里弗松(1952)及克列特尔(1956)等人文章中多次指出的那样,在强变形的沉积岩层中,内生矿床一般受构造控制表现的非常明显。矿田范围内分布有大的断裂及与之伴生的陡倾断层。矿体发育于陡斜褶皱转折端及翼部的片理化和层间滑动带,还发育于紧密褶曲地段以及陡倾断裂所夹的地块内。

作者等曾阐明过一些位于弱变形火山-沉积岩层中铀矿床的良好的控矿构造。作者并同维诺格拉多夫、扎哈罗夫、卡尔平科、彼利门涅夫等一起对矿床构造的研究表明,断裂构造在铀矿生成及其伴生的矿化中起着主导作用。沿着这些断裂发现邻近岩块有小的位移和小裂隙带。这些断裂在不太深的、实际上没有变质的岩石中形成,并在空间上与发育于下构造层的含矿层下的大断裂有关。

一、矿田地质特征

所研究的矿田位于沉积有年青火山沉积物的大地堑型盆地边缘,火山沉积岩层倾角小于 15° — 20° 。盆地的结晶基底及其边缘由各种花岗岩类及片麻岩组成。盆地边缘可划分出一系列由许多彼此相近的断裂、岩脉带、片麻岩化带和岩石热液蚀变带组成。巨大的断层带,盆地内断裂带表现为,结晶基底呈阶梯状,并沿着它发育有沉积相变厉害及沉积层厚度变化大的各种喷发岩。断裂在结晶基底上很明显地迅速尖灭,向上代以沉积岩层中的裂隙增强带。

上述构造软弱带的特征证明了它们产生时

代古老并在形成过程中多次地复活。因此按其总的特征,上述断裂与发育于一些矿区内下构造层中的所谓深大断裂相似(托姆逊1962)。

矿田位于北东东,东西,北西向的三条大断裂的结合部位。

矿田内单个的断裂又分出具有同样和近似走向的小断裂群(图1)。

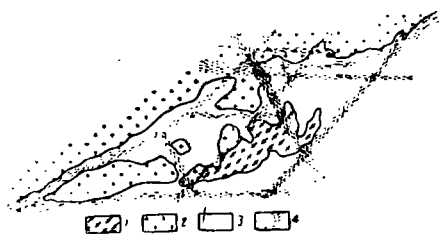


图1 矿田内弱构造带分布示意图

1—片麻岩; 2—花岗岩; 3—火山-沉积岩; 4—构造软弱带。

矿田构造的重要特点是结晶基底面上有一系列凹地,山脊及阶地。凹地为狭长状、北东和东西走向延伸的结晶基底深凹地带。凹地的底部平缓,翼部变陡部达 30° — 40° 。并由于侵蚀阶地的生成而变得复杂。个别阶地倾角达 60° — 70° 。多数凹地在平面上与断裂发育带相重合。凹地内沉积了各种火山-沉积岩。沉积岩为砾岩、细砾岩、角砾岩、砂岩、凝灰质砂岩、粉砂岩、泥岩。这些岩石按其成分,结构特点及岩石间的关系属洪积、坡积、冲积及湖相沉积。

火山-沉积层按其岩石特点和标志层分为若干分层。剖面底部是块状砾岩分层,往上是砾岩-细砾岩及凝灰熔岩分层。上砾岩分层产于上述分层之上,有时直接沉积于遭受强烈剥蚀的花岗岩基底之上。上述诸岩石分层(块状砾岩分层除外)是铀的矿化层,可视为统一的含

矿层。

冲积砂岩分层整合地盖在上砾岩分层上，其上又被湖相粉砂岩-泥岩分层所替换。组成上构造层的火山-沉积层厚度及结构特点与结晶基底面的不平坦性有密切关系。最全、最完整的剖面在凹地的轴部。凹地边缘及结晶基底突出处沉积厚度变小，剖面下部逐步尖灭。

火山-沉积层向南南东缓倾，走向稳定。走向与凹地轴部及结晶基底表面突出部位成锐角(图2)。火山-沉积层倾角在 $10-15^{\circ}$ 范围内，而矿田南部减小到 $5-7^{\circ}$ 。岩层在总的缓倾情况下，许多地段出现向斜及背斜状拗曲(图3)。这些拗曲通常与结晶基底表面突起有关，因此，在构造上，矿田乃属大向斜褶皱的翼部，其走向与凹地边缘总的走向有些区别。



图2 矿田某地段内凹地轴部及结晶基底凸起部的位置平面图

1—花岗岩；2—火山-沉积岩发育地区；
用标志层作出的等高线表示；3—凹地轴部及其倾斜方向；4—结晶基底最大的凸起部位

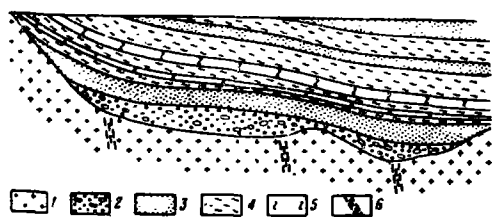


图3 矿田内某地段火山-沉积岩的沉积条件

1—基底花岗岩；2—含矿砾岩-细砾岩分层；3—砂岩；4—粉砂岩及泥岩；5—安山岩；6—断层在结晶基底中的推断位置

由于火山-沉积岩层与结晶基底面倾角不同的关系，常常发现个别岩层和分层直接盖在凹地边缘。

在分析结晶基底的凹地表面的形态，沉积

物的相及沉积厚度的基础上指出，结晶基底面的凹地具有侵蚀构造性质。构造因素的影响不仅表现在古老的纵横交错的冲刷沟集中于花岗岩基底的强烈断裂带，而且表现于在沉积过程中纵横交错的冲刷沟的重要再造。看来，发育于结晶基底的某些断裂带是喷发岩溢出及凝灰岩物质喷出的通道。

对结晶基底断裂带结构的观察，发现沿着断裂岩石破碎、糜棱岩化、古老石英脉及侵入岩墙发育。这些破裂带，以及在其上邻的上构造层中发育的裂隙带，对控制铀矿化起到非常重要的作用。下面对矿床及矿田构造裂隙的基本特点进行详细地描述。

含矿围岩的裂隙

矿田中许多裂隙可划分为二组，一组是陡倾裂隙，倾角为 $70-90^{\circ}$ ；另一组是缓倾裂隙，倾角为 $20-25^{\circ}$ 。

陡倾裂隙大部发育于花岗岩中，以及靠近基底阶地的沉积岩中及凹地边缘。

陡倾裂隙又可划分三组：

1) 北东走向、北西倾向裂隙；2) 近南北向及北北东向、西倾的裂隙；3) 近东西向及走向北西向南倾的裂隙。

前二组裂隙最为发育。北东向裂隙为正断层，其他裂隙主要是平移断层。多数裂隙平直，壁部被擦碎，有滑动及擦痕，为剪切裂隙。裂隙相互位移通常不大于5毫米，只在个别情况下达到10—20厘米。裂隙充填地开石及粘土质矿物，少量隐晶质石英、碳酸盐、赤铁矿、黄铁矿、雄黄等。

陡倾裂隙经常是组合成带；带的厚度为0.5—2—3米，同时单个裂隙延伸距离不超过10—15米，总的裂隙带延伸达数十米到数百米。

陡倾裂隙数目，在剖面上部逐渐减少。直立裂隙广泛地发育于花岗岩中，在进入含矿层中时裂隙变斜，具有与岩层相反的倾角。这时，裂隙的走向也常有改变。观察到花岗岩中裂隙的走向与发育于火山-沉积层中裂隙走向有某些区别。

花岗岩中主要裂隙是北东向及近东西向。即与断裂及凹地构造带方向一致。局部地区广泛发育南北向裂隙，它一般产于具相同方向的结晶基底面凸起部位。

火山-沉积岩层中陡倾裂隙走向基本上与褶皱构造一致，后者与断裂构造带方向并不一致。发育最广泛的是与沉积层一致的北东东向正断层。与岩层走向呈近45°角的北北东及北西平移断层不甚发育。除此以外，含矿层内同样广泛分布北东向、近南北向及近东西向裂隙。它们通常是发育于沉积岩层的底部，接近基底面凸起部位及花岗岩中断裂带之上。它们的形成首先由结晶基底中的断裂再现所决定。因此，为了与含矿层中的主要裂隙组有所区别，这些裂隙称为继承裂隙。

缓倾裂隙与陡倾裂隙不同，主要发育于火山-沉积岩层中，少量发育于靠近沉积岩接触带的花岗岩基底中。在含矿岩层中缓倾裂隙不均匀地分布，并在大多数情况下，分布于具不同岩性的岩层接触带。在细砾岩、砂岩及粉砂岩互层的分层中数量最多。这些裂隙组合成很厚的裂隙带（到2—3米），后者由许多分枝裂隙和复杂的共轭裂隙所组成。个别缓倾裂隙延伸数米到数十米范围内。裂隙带延伸数百米。裂隙带的分支由波状接触面及层状分层的复杂透镜状构造所决定。顺层裂隙基本上沿层接触面分布，尖灭时过渡为穿切裂隙和转入邻近岩层。

缓倾裂隙很少产于厚岩层及均一岩层的透镜体（砾岩、细砾岩、凝灰岩及熔岩）中。但在5米厚的岩层中平均也有2—3个大缓倾裂隙。

缓倾裂隙在层理不清的岩石中具平直及稳定延伸特征。甚至，结构不均的砾岩并不影响它们的形态。它们不仅在细砾岩地段发育呈直线形，而在切穿单个巨砾及卵石情况下也呈直线。

虽然缓倾裂隙延伸很长，但很细，裂隙壁间有磨擦现象。除极少的地开石细脉（到1毫米）外，缓倾裂隙中未发现任何矿化。

除发育于沉积层中的裂隙外，还发现有较大的宽达4—5厘米的缓倾裂缝，充填有断层泥及破碎的围岩物质。这些裂缝沿稳定岩层接触带发育，并与厚层裂隙带在一起。沿缓倾裂缝，有时发现强烈的粘土化、赤铁矿化及硅化。

发育于含矿沉积层中的缓倾裂隙及裂缝在凹地边缘穿切结晶基底接触面及进入花岗岩后延伸相当距离。这时可看到复杂的裂隙分支。其中一部分保留顺层裂缝的方向，另外一部分平行于花岗岩基底面。在离开凹地边缘在花岗岩内缓倾断裂逐渐减弱和尖灭。虽然缓倾断裂具有剪切性质延伸很长，但岩壁位移不大，有时没有位移。仅在很少情况下位移幅度达10—15厘米。有意思的是，甚至在位移不大的情况下，不平的波状裂隙也稍微张开，形成开口裂隙。

带有断层泥的大缓倾裂缝有较大的位移幅度，壁上经常发现滑动埂子及擦痕。在层状围岩中发现小的拖褶曲。沿最大缓倾裂缝位移幅度也不大于二、三十厘米。

大多数缓倾裂隙及裂缝与岩层整合，走向为北东东。岩层作横向弯曲地段裂隙随岩层变化而改变它的方向。上述断层是层间滑动的结果产生的。它们的生成可能与褶皱的形成有关。在很多情况下，沿顺层断层，成功地确定了由于上部块段向北北西方向移动而产生的逆掩断层。

与岩层以锐角相交的延伸较长的缓倾裂隙不太发育。其中分为向南缓倾的近东西向断裂向西倾的北北东及南西倾的北西断裂。

形成这些断裂的条件及原因不同于顺层的断裂，因此，它们是另一种位移方向。特别是近东西缓倾断裂通常是发育于近南北向陡倾大平移断层所夹的块段内，其方向相当于块段位移方向。

顺层裂缝、裂隙及裂隙带对铀矿化起到很重要的作用。这些构造将多数陡倾裂隙及裂隙带隔开，明显的陡倾裂隙带在与较小的缓倾断裂相交地段很快地尖灭，并被单个隔开的裂隙

所代替。这时，这些裂隙的产状改变。

很少情况下缓倾断裂受陡倾断层控制，通常缓倾断裂不是顺层的，它们的形成是沿陡倾断裂平移的结果。

最大的缓倾裂缝将含矿层划分为独特的薄的构造带，并深入到凹地边缘花岗岩中相当距离。这样的断裂在含矿层中发育于具不同物理-机械性质的单个岩层及整个分层的接触带中。这种物理-机械性质决定了薄的构造带中不同的裂隙强度。其中最强的裂隙发育于塑性岩石—粉砂岩、砂岩、凝灰质砂岩、凝灰岩及细砾岩中，但裂隙性质在这些岩石中各有不同。

较塑性的薄层状粉砂岩层，通常与层厚5—10厘米细-中粗砂岩互层，并被密集的顺层裂隙和陡倾裂隙网所切割。陡倾裂隙非常窄和短(二、三十厘米)。它们被与层理一致的翘起的构造面所限制。在裂隙图上陡倾裂隙形成大量分散状的极大值。

细砾岩、凝灰岩及粗粒砂岩层比薄层砂质粉砂岩分层裂隙发育少。它们之中发育的裂隙较大并稳定。除一般剪切裂隙之外，在细砾岩透镜体及薄层中沿缓倾裂隙发育着与层间滑动有关的S形裂隙(图4)。取自强变形细砾岩透镜体的薄片镜下研究，常常发现由于碎屑物的相对位移而使胶结物破坏，并看到单个长石及石英颗粒破碎现象。厚层塑性泥质凝灰岩夹层中发现片理化。

砾岩，特别是巨砾及块状砾岩是裂隙性不太强的含矿层岩石。由于砾岩层及透镜体厚的关系。其中发育的裂隙，沿倾向和走向都相当

稳定。在塑性岩石中的薄层砾岩透镜体，由于挤压的结果，有时发育短小剪切裂隙和张力裂隙系。张力裂隙垂直于层理，而剪切裂隙与层理成锐角。层间错动决定了砾岩不均匀变形，表现为胶结物的破坏及砾石间充填物质的破碎。在巨砾接触带的充填物质中，以及在岩块相互靠近地段破坏最强烈。砾岩的不均匀变形使各种不同的矿化呈斑点状分布。

岩石裂隙发育程度的差异严重影响了其中矿化的分布。控制铀矿化最有利的岩石是细砾岩。虽然，细砾岩中的裂隙比砂岩及粉砂岩中弱，但由于变形强烈给矿液自由通过提供了条件。

控制铀矿化的条件

矿田中发育的铀矿物为细分散状的沥青铀矿，部分地为铀石，与自然砷、水云母及黄铁矿密切共生。

铀矿化伴随有大范围的近矿蚀变晕：高岭土化、碳酸盐化、少量的硅化及赤铁矿化。

矿化经过几个阶段。第一期是成矿前阶段，在此阶段中岩石发生了强烈的交代变质，表现为大范围内的粘土化。沉积-凝灰岩层中的粘土化引起厚层交代蚀变晕的形成。但在花岗岩基底中它有局限性。粘土化晕圈具对称结构。其中某些可划分出内部的含硫化物-水云母-硅质核和外部的碳酸盐化-高岭土外壳。但往往由于含矿层岩性的不均匀性而使分带性消失。

成矿期生成铀矿物及与其伴生的自然砷及黄铁矿。所有情况下，铀矿化仅分布于粘土化带。铀矿化沉淀常伴随着叠加在早期改造岩石之上的碳酸盐-绿泥石-水云母蚀变。

成矿期后阶段形成很多地开石及雄黄细脉。

在矿体中时常发现铀浓度与近矿蚀变程度之间有直接关系，不仅在成矿期，就是成矿前阶段也是如此。

如前所述，矿田中主要铀矿化是在沉积岩底部形成含矿层。

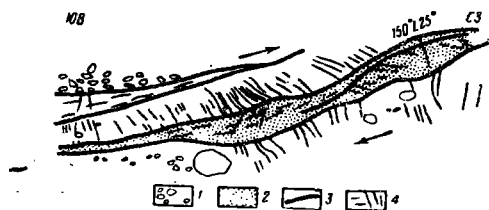


图4 发育于被缓倾构造裂缝包围的细砾岩薄夹层中的S形层间裂隙，裂隙密集于倾角较陡的缓倾裂缝地段

1—含砾石及卵石的细砾岩；2—碳质砂岩及粉砂岩；3—缓倾裂缝；4—裂隙。

多数矿体与沉积岩及火山岩层整合。矿体有固定层位，可划分出若干个含矿层。这些层位没有明显岩性界线。因此将矿体归入那一层往往是困难的。

图5表示，含矿围岩各分层及其下部花岗岩体中裂隙相对发育情况以及主要含矿分层层位。从这里很容易看到，在地层剖面的一定部位铀矿化受岩石裂隙，特别是缓倾裂隙及裂缝的控制。

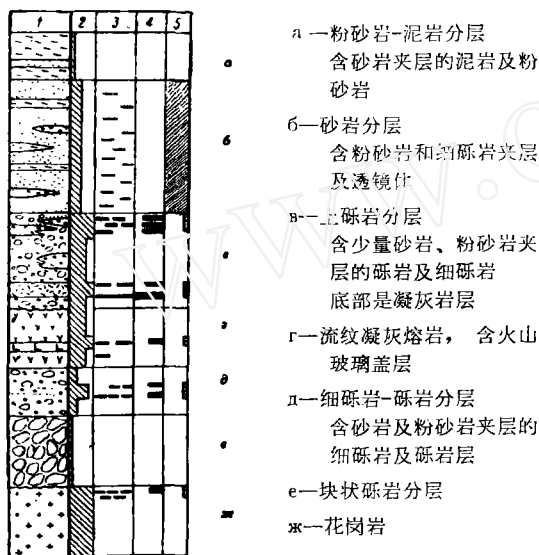


图5 矿田地层剖面各部份的裂隙和含矿性相对发育情况

1——岩石柱状图；2——岩石裂隙相对发育情况；3——缓倾断裂（线的长度和厚度表明断裂相对大小及稳定性）；4——主要含铀矿层及相对含矿性；5——硫化物-砷化物矿化位置

虽然花岗岩基底裂隙性强，但缓倾裂隙没有得到广泛地发育，而只发育于靠近沉积岩接触带部位。花岗岩中很少见到铀矿化。矿体往往局限于花岗岩与沉积岩接触带的某些部位，即花岗岩直接被上砾岩层覆盖的部位。

在裂隙发育较差的块状砾岩中，没有铀矿化。在含有薄的碳质砂岩夹层的上覆砾岩-细砾岩层中裂隙发育。砂岩夹层裂隙最多，沿砂岩发育缓倾裂隙及裂缝。矿化发育于砂岩及其围岩中，形成层状及透镜状矿体。

凝灰熔岩中裂隙最发育，除大量陡倾裂隙外，还有大的缓倾裂隙，主要发育于个别的熔岩盖层的接触带上。

上砾岩分层中，最大的裂隙度是在它的顶部及接近底部，层的最下部分为裂隙极发育的凝灰岩层。沿接触带发育的构造裂缝内矿层最稳定。分层上部比较大的缓倾断裂系统控制了许多铀矿层。

在上覆砂岩分层中裂隙显著减少。特别是矿化陡倾裂隙数量更少。层状砂岩及粉砂岩层中有很多带有摩擦面的小型缓倾断裂。砂岩分层中没有铀的矿化，而充填于砂岩小空洞及裂隙中的雄黄和雌黄广泛地发育。因此，矿化层上面的砂岩分层对铀矿液起屏蔽作用，同时为剖面上部的砷矿化富集层。

位于剖面上部的湖相粉砂岩及泥岩中的裂隙不多，它们甚至对砷的矿化也起了阻挡作用。

多数矿化层分布于凹地及接近花岗岩基底的突出部。凹地内矿体多数局限于边缘。但若干大的矿体发育于凹地的轴部，此处可见到呈狭窄带状凝灰岩及砂岩层。

分布于凹地轴部的缓倾矿层，有时与侵蚀沟相切，从沉积岩延伸到它们下边的花岗岩及喷发岩中（图6）。多数矿体不出露地表，因为凹地及充填其中的矿化层被无矿的细碎屑冲积及湖相沉积所覆盖。

矿体一般呈层状、带状、透镜状，很少见到呈窝状及脉状。层状矿体不厚，平面上呈等径形，有时稍有延伸。区别于层状矿体的条带状矿体沿凹地轴部延伸，宽与长之比从1:10到1:30。

平面上透镜状矿体呈拉长形，矿体厚度大及形态复杂为其特征。

矿体范围内，铀矿化见于下列岩石中：砾岩、沉积角砾岩、细砾岩、砂岩、粉砂岩、凝灰岩、熔岩及花岗岩。但矿化经常是在灰色洪积细砾岩及含细砾充填物的砾岩中，它们广泛地分布于含矿层中。

各种不同形态的矿体构造也不同，层状及

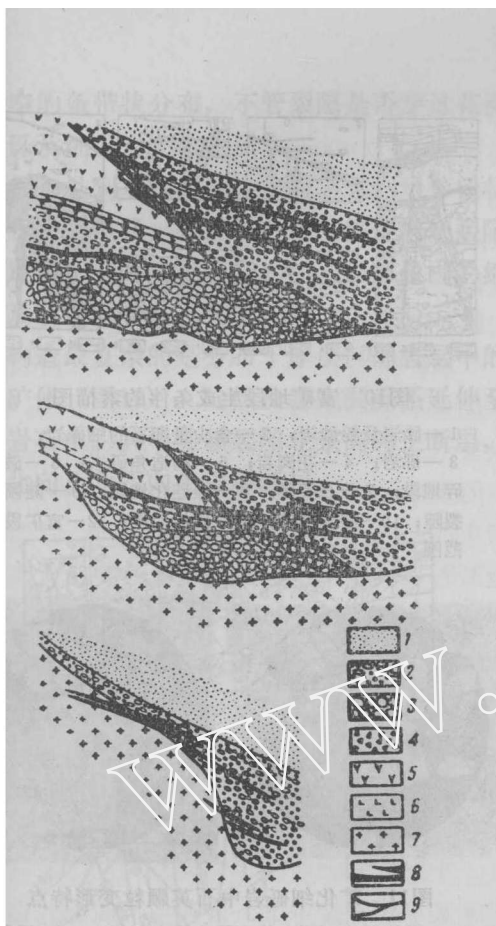


图6 侵蚀接触面被矿体穿切实例

1—含粉砂及细砾岩夹层的砂岩；2—含卵石的砾岩及细砾岩；3—块状砾岩；4—沉积角砾岩；5—凝灰熔岩；6—火山玻璃；7—花岗岩；8—矿体；9—侵蚀接触面

透镜状矿体产于各种不同岩性接触带上的构造裂缝中。

延长最长的带状矿体分布于上砾岩分层下部流纹凝灰岩层的底部。凝灰岩与沉积岩接触带发现逆掩断层，并伴生有一系列缓倾侧裂隙及不大的拖褶曲。逆掩断层的断距不超过10—20厘米。凝灰岩具强片理化，裂隙多。整个岩层都遭受了粘土化，最强的蚀变现象在接触带内。在此范围内的凝灰岩蚀变成含水云母的粘土。

铀矿化不仅发育于凝灰岩中，还发育于下伏的沉积岩中。在靠近构造裂缝的粘土及炭质砂岩中矿化最富。凝灰岩层被北西向断裂带穿切地段矿体最厚。在凝灰岩底板急剧变缓的地

段矿体厚度略有增大，在该处逆掩断层张开最大。

花岗岩与沉积岩接触带上，有形态相似的矿体，带内分布有隐晶石英胶结的构造角砾岩（图7）。

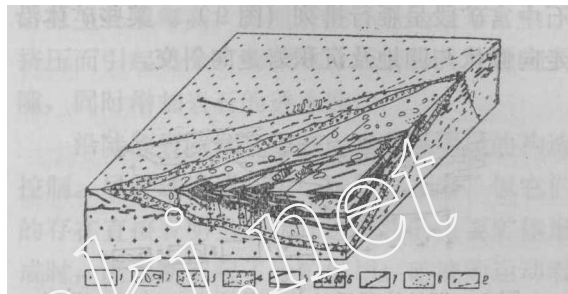


图7 花岗岩及沉积岩接触带上矿体的构造立体图

1—花岗岩；2—含卵石及滚石的细砾岩；3—砂岩及粉砂岩；4—构造角砾岩；5—缓倾裂隙；6—陡倾裂隙及其产状；7—花岗岩中的平移断层；8—富矿地段界限；9—矿体底板。

铀矿化在沉积岩中极为发育，在下伏的花岗岩中偶见矿化。矿体底板呈波状起伏，局部地段与花岗岩和沉积岩的接触带交切。矿体内局部有窝状富矿地段，窝状富矿位于构造角砾岩内，同时在砂岩夹层下部的细砾岩中也发现富矿地段，砂岩夹层对成矿溶液起屏蔽作用。

透镜状矿体构造极其复杂。分布于被一些小突起复杂化的北东向凹地的边缘。突起上部为陡倾裂隙发育的沉积岩层（图8）。

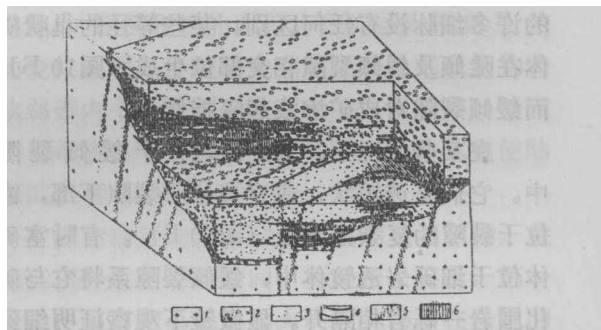


图8 矿田某一地段透镜状矿体的形态和生成条件立体图

1—花岗岩；2—砾岩；3—细砾岩；4—缓倾裂隙及裂缝；5—陡倾裂隙带；6—矿体。

所有矿体具复杂的形状,厚度变化大,沿走向及倾向很快变窄或尖灭,尖灭时常分出许多细小的分支。铀矿化主要分布于接近花岗岩基底接触带上,邻近接触带的沉积岩裂隙很多。有时透镜状矿体倾角陡于围岩,因此,岩石中富矿段呈雁行排列(图9)。某些矿体沿走向倾伏与凹地及沉积岩走向斜交。

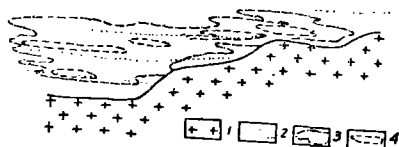


图9 凹地边缘透镜状矿体富矿地段雁行排列

1—花岗岩; 2—砾岩及含砂岩夹层的细砾岩; 3—矿体范围; 4—富矿地段范围

透镜状矿体内铀矿化发育在被缓倾裂隙分隔成小块的岩石中,与带状矿体不同,它划分不出来主要控矿构造。包括小矿体,任一矿体由不同程度的矿化岩块组成。细砾岩或含大量细砾岩胶结物质的卵石砾岩块为矿化岩块,而由滚石及块状砾岩组成的邻近岩块没有矿化。

在透镜状矿体中发现不少大小形状变化较大的含矿段。某些富矿地段呈不规则等轴状,有些呈缓倾或陡倾透镜体。

多数富矿地段具明显的构造控制特征,分布于陡倾裂隙或裂隙带内(图10)。最富的矿化往往在裂隙壁上发育,并且裂隙带被成矿期后粘土矿物细脉充填,实际上与在矿体外见到的许多细脉没有任何区别。某些等径的巢状矿体在陡倾及缓倾裂隙相交部位生成(图10 B),而缓倾裂隙对成矿溶液起隔挡作用。

在某些情况下,富矿地段产于缓倾裂隙中。它们呈透镜状,或直接位于裂隙下部,或位于裂隙的复杂分支处(图10 Γ)。有时富矿体位于细砾岩透镜体中,缓倾裂隙系将它与矿化围岩—砾岩相隔开。显微镜下观察证明细砾岩结构遭到强裂构造破坏。多数石英及长石碎屑颗粒受挤压生成细小裂隙,甚至颗粒之间被成矿期矿物集合体充填(图11)。

在均一的细砾岩中局部发育与裂隙无关的

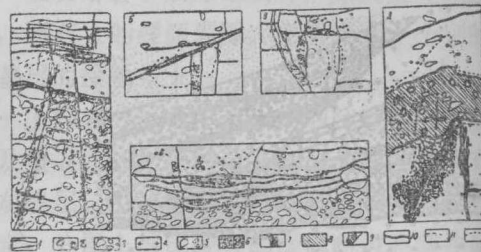


图10 富矿地段生成条件的素描图

1—砂岩及粉砂岩; 2—含少量卵石的细砾岩; 3—砾岩; 4—花岗岩; 5—构造砂岩; 6—破碎地段; 7—石英脉; 8—强蚀化地段; 9—陡倾裂隙; 10—缓倾裂隙; 11—矿体范围; 12—富矿段范围

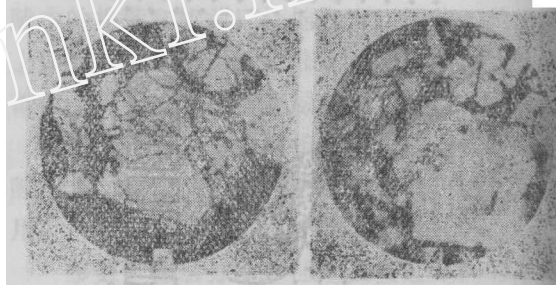


图11 矿化细砾岩中石英颗粒变形特点

a—薄片照片(无上偏光镜,放大18倍); b—显微放射照像

狭富矿条带。但这时含矿岩石表现出强裂的变形。

更有意思的是,上述富矿生成条件,不仅是铀矿化所特有,而且与其伴生的蚀变也是如此。矿体外强烈的碳酸盐化、硅化及赤铁矿化地段,也有类似形成条件。

矿床中脉状及巢状矿体,由于它们数量不多和规模小的缘故,没有重要意义。

在多数情况下,脉状矿体出现于大透镜矿体附近。经常沿倾向向上或向下直接与透镜体相连。铀矿化分布于具 320° — 330° 倾向的规模不大的北东陡倾正断层中。矿体内经常有2—3条含矿裂隙呈雁行排列。在与缓倾裂隙交叉地段或各种不同成分岩层的交界处一些裂隙尖灭,又出现另外一些裂隙。

含矿裂隙的频繁尖灭和分叉决定了脉状矿体的延伸不长。因此,相对稳定的矿体只在不分层的砾岩厚层中。最富的浸染状矿化沿裂隙

呈狭窄的条带状分布, 不管裂隙是否穿过花岗岩巨砾及细砾岩充填物质。

很少见到巢状矿体。剖面上它们呈等径状或稍长的透镜状, 铀矿化分布在接近缓倾裂隙多的地段。有时矿巢分布在缓倾裂隙包围的细砾岩及砂岩层中。

构造最复杂的是分布于厚层巨砾岩层中的巢状矿体(图12)。陡倾及缓倾裂隙系延伸至这些岩石中。其中陡倾裂隙北东向为正断层, 近南北向及北西向为平移断层。

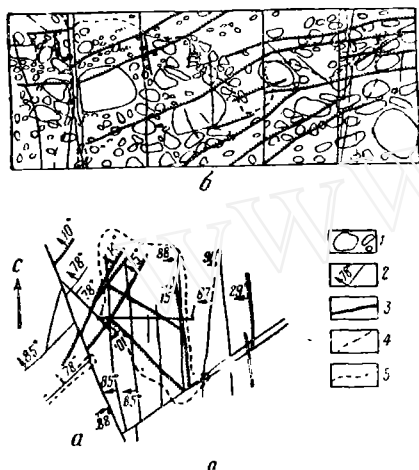


图12 巢状矿体的结构

a—平面; b—I—I'线剖面;
1—砾岩; 2—陡倾裂隙, 其走向及倾角; 3—缓倾裂隙; 4—矿体范围; 5—富矿范围

陡倾裂隙所夹的岩块中广泛发育北东向、北西向及近南北向缓倾断裂。

最富矿体沿北西向缓倾断裂发育, 并被近南北向裂隙所控制。

已描述的矿体形态、构造及控矿条件说明有一系列因素影响铀矿化的分布。其中, 首先是地层-岩性因素, 它决定矿体的层位, 主要矿体在细砾岩和含细砾充填物的砾岩层中分布。含矿层的区域分布决定于结晶基底凹地构造系统, 因此, 多数矿体发育于凹地范围内。

断裂及矿体围岩的高孔隙度对矿化分布和矿体构造起着特别重要的作用。

对每种形态类型的矿体控制矿化的构造也不同。层状、条带状铀矿化沿断裂直接发育。

这些断裂同时起屏蔽作用和控矿作用。

透镜状和巢状矿体的控矿构造不大明显, 缓倾断裂在矿体形成过程中主要起屏蔽作用。岩性对铀矿化的分布起了较大的作用。

铀矿化富集最有利的岩石是细砾岩, 细砾岩原生孔隙率高, 伴随着细砾岩的变形, 由于挤压而引起单个矿物颗粒及胶结物具有微细裂隙, 同时增加岩石的透水性。

沿陡倾裂隙发育的矿化表现出明显的构造控制。尽管这组裂隙中矿脉数量不多, 但它们的存在直接表明当层状及透镜状的主要矿体形成时, 陡倾断裂起了导矿作用。矿液的运动看来不仅沿着较大的矿化构造, 而且也沿着细小的无矿化裂隙。实际上, 研究矿化裂隙及裂隙带表明并非沿着所有的裂隙成矿, 只是在裂隙最大开启并被缓倾断裂屏蔽地段, 即含矿溶液运动速度显著减小的部位。

矿田构造形成历史

实际资料分析证明, 矿田的某些重要的构造特征在盆地形成很早以前就已存在。上边已指出, 矿田发育于各种走向的构造软弱带的相交部位, 沿着此带有岩脉侵入, 说明这些带是紧跟下构造层花岗岩类侵入之后形成的。再晚些时间, 即在盆地刚开始形成之前, 沿着某些断裂形成纵横交错的冲刷沟。在矿田及周围花岗岩体内发育的侵蚀凹地系统决定了含矿层洪积-冲积沉积物的面积。含矿层的厚度及相的变化证明, 伴随凹地充填, 结晶基底沿构造软弱带内个别断裂产生不大的块段位移。喷发作用可能与凹地边缘断裂复活有关, 它促使陆源沉积物中出现了火山岩。

随盆地普遍拗陷继续沉积湖相沉积物。盆地沉积经过很长的时间, 历经两个阶段, 第一阶段伴随有结晶基底的大块段位移, 在洼地凹陷处产生与沉积同时的小盆地。第二阶段区域有节奏的波浪状变形, 这就使中生代沉积层的褶皱较缓及结晶基底褶曲平缓并导致凹地倾斜的改变。在此阶段, 断裂位移起次要作用。

在盆地形成的过程中, 古老侵蚀面的个别地段充填含矿层沉积物, 并下沉很深, 上部被晚期湖相沉积物所覆盖。另外, 处在洼地边缘地段洼地上升受到剥蚀。由于基底拗曲的结果, 使若干发育于矿田范围内的凹地倾斜与原始产状相反。

含矿层中裂隙与盆地拗曲作用有关。沉积-火山岩变形时产生的断裂与在花岗岩中的断裂走向的某些区别表明了矿田变形图的变化。这些走向的区别表现于新产生的裂隙按原来裂隙顺时针方向旋转 $15-20^{\circ}$ 。

根据断裂之间的相互关系及产于断裂内的各种矿物组合的生成顺序, 对含矿层中裂隙的发展作如下的描述。

成矿期前, 沉积岩的裂隙表现的不够明显。沿凝灰岩接触带、凝灰熔岩内部、花岗岩与火山-沉积岩接触带产生巨大的缓倾断裂是在此阶段之前。以后, 由于结晶基底块段位移而产生缓倾裂缝。这大概相当于盆地拗曲的开始阶段。沿着形成的断裂出现强烈的成矿期前蚀变。在含矿层的其他部位, 粘土化受岩石的原生孔隙控制。

沉积岩的粘土化表现于交代石英及新生的粘土-碳酸盐发育。粘土矿物和碳酸盐矿物交代了铝硅酸盐矿物碎屑, 并充填于颗粒空间, 硅化和碳酸盐化的结果使沉积岩的孔隙大大减少。虽然成矿期前沉积岩裂隙小, 但微弱变形带普遍发育。这些带的影响, 最明显地表现在强碳酸盐化地段呈斑点状分布。

剧烈的裂隙形成作用直接发生于矿化阶段。早期的断裂复活。并出现了很多新的缓倾及陡倾断裂。在前面列举的巢状矿体例子中(图12), 可以容易地看到这种现象的顺序。

最早产生的是北西向较大的断裂, 沿着它发生围岩硅化。此断裂控制其它系统的断裂, 北东向的缓倾断裂的形成与它有关。北东向陡倾断层发生的较晚, 仅在它之后发生近南北向平移断层及与此有关的北西向缓倾断裂。

上述的实例证明, 沉积岩发生的裂隙作用是在成矿阶段, 特别是在矿化过程中缓倾裂隙

和裂缝广泛地发育。在分析所有已描述过的条带状、层状及透镜状矿体时就能很明显地看出, 他们对成矿起着主要作用。除裂隙、裂隙带及构造裂缝外, 对铀矿化分布有重要意义的, 还有由变形形成的小裂隙, 这种变形是由于沉积岩颗粒间滑动及岩屑破碎造成的。

成矿期后的特点是新裂隙形成, 新裂隙的形成是早期形成的裂隙扩大发展及再现。此阶段甚至产生所有已知裂隙系统的新裂隙。新产生的裂隙是沿早已存在的强烈的微小构造变形带生成, 继承了最大剪应力的方向。沿裂隙有地开石及其他粘土矿物, 以及雄黄和黄铁矿析出。细脉间的相互关系表明, 首先产生的是北东向的正断层, 最晚的是近南北向裂隙的平移断层。

对矿区地质, 包括对含矿层以上岩层的分析证明含矿层中裂隙形成和矿化作用是在500—700米深处发生, 并伴有凹地拗曲。

上述资料表明, 尽管裂隙构造比较简单, 沿断裂平移幅度不大, 但裂隙形成的过程是复杂和多阶段的。在裂隙形成的过程中沿各种裂隙系统交替活动, 每次活动都伴随着新裂隙的产生及已有裂隙的发展。新裂隙的产生, 在许多情况下, 促进了决定轻微滑动面位置的微弱变形带的发育。

裂隙构造形成原因及机理 的若干资料

对含矿层裂隙及矿田形成历史研究证明, 实际上含矿层本身构造变形图案在时间上没有变化。

沿北东向断裂作正断层位移, 沿北北东向向右平移; 沿北西向向左平移, 这证明裂隙是在垂直于岩层走向的引张应力条件下形成的(图13)。同时形成褶曲。

根据上述构造变形图案产生的最大剪应力面接近于结晶基底中裂隙系统的方向。因此, 花岗岩中剪应力的松弛沿着已有的断裂和破碎带进行。结晶基底的块段位移同样地控制了总

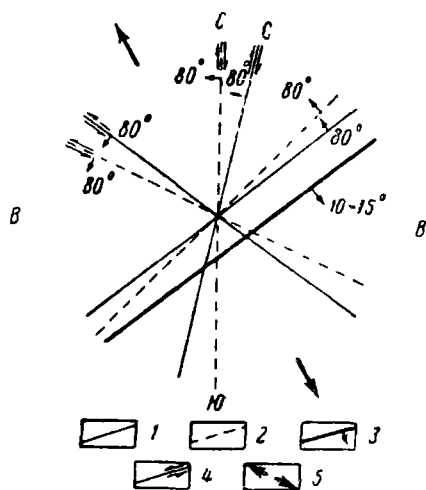


图13 含矿层裂隙示意图

1—主要裂隙系；2—继承性裂隙系；3—含矿层的走向；4—平移断层的方向；5—张力作用的方向

构造变形图的局部变化，并引起含矿层底生成的裂隙系统保持了古老的断层方向。

需要指出沿主要裂隙及继承性裂隙系位移特征上的区别。如沿北东东断裂产生的正断层位移，与此同时沿北东向继承断裂的正断层位移伴随着向左平移。对主要裂隙系及继承性裂隙系的平移断层有类似的差异，他们伴随着继承性裂隙系有幅度不大的正断层位移。

在张力作用下生成的正断层已为克鲁斯实验说明。在张力作用下，长方形潮湿的层状粘土呈地堑状构造。构造的边缘与岩层拗曲同时产生两个系统的纵向正断裂：同向的，与岩层倾向一致的及向另一方向倾斜的反向系统。应注意这样的事实，尽管同向断裂在模型个别地段占多数，但反向断裂仍占主要地位，即在所研究的矿田范围内广泛地发育北东向断裂。

决定纵向断裂及斜向平移断层的构造变形，不能解释多数缓倾断裂的产生原因。对矿田的研究发现，单个缓裂隙和裂缝的产生是与沿陡倾断裂平移的平移断层有关。特别是由结晶基底岩石作块段位移产生的类似断裂，局部沿花岗岩与沉积岩接触带发育。但多数垂直于沉积岩走向的逆掩断层性质缓倾断裂，在上述构造变形示意图上找不到解释，看来，这些断

裂的形成与褶皱有关。

自形向斜褶皱（矿田位于该褶皱的翼部）、褶曲的存在、盆地结晶基底十分坚硬使我们有根据认为含矿层褶皱由横向拗曲造成。应该指出，不仅火山-沉积层遭受褶曲，花岗岩基底在很大程度上也遭到褶曲。这从结晶基底向西南南东方向倾斜这一事实得到证明。

光弹性体实验工作指出，在褶皱翼部形成两组主要的切应力：横切层理的陡倾及接近顺层的缓倾应力（图14）。



图14 在软承压作用下，形成横向褶曲的背斜时主要切应力的分布

a—沿模型与底垫接触面不滑动

b—沿此模型与底垫接触面自由滑动

在模拟岩层横向褶曲自然条件的模型中产生的断裂受这些应力的控制。但M·B·格佐夫斯基（1963）指出缓倾逆掩断层很少出现，它产生的原因之一是由于变形速度较慢。但岩层的力学性质不均匀性及减压切面的存在可促使缓倾断裂的广泛发育。

缓倾断裂与横向拗曲的关系帮助我们解释所观察到的延伸很长位移不大的缓倾断裂。这种不一致性是因为断裂的延伸由宽大的褶曲翼部决定，而位移幅度由相对不大的（按岩层的缓倾角）横向拗曲规模所决定。

据格佐夫斯基的意见，横向拗曲时，褶曲翼部的岩石变形，在垂直的力偶的影响下，接近于简单平移断层（图15）。断层平移的结果，除形成缓倾断裂外，岩层内的物质沿层理面进

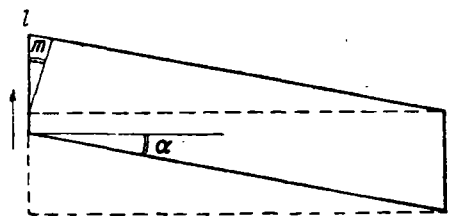


图15 岩层横向扭曲时岩石平移断层示意图

行重新分配,因此岩石上下盘产生相对位移,其位移值等于

$$l = m \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

m —岩层厚度; α —岩层倾角。

在均匀的碎屑岩中,碎屑比胶结物坚固。岩层变形基本上依赖于碎屑颗粒相互层流流动。最大的层流将是垂直及平行于层理的方向,即最大的剪切面。颗粒(颗粒最初与平移面对称排列)间相对位移幅度为:

$$\Delta l = \frac{d_1 - d_2}{2} \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

d_1 及 d_2 —碎屑颗粒的直径。

在矿田最典型的含矿细砾岩中,颗粒大小为4—6毫米,含矿层的坡度等于10—15°。碎屑间的相对位移是1毫米。

在不均匀的岩石中,首先是岩石胶结物的不均匀,颗粒间的流动将集中在岩层最弱的部位,并形成微弱变形增多带。某些缓倾及陡倾矿柱的存在、硅化及碳酸盐化增高地段的形成,它们在空间上与看到的断裂不相一致,很可能是与这些带的存在有关。

砾岩的变形最复杂。坚硬的滚石及卵石间距变化的结果使细砾岩中充填物产生局部的挤压。胶结物受破坏最厉害的是卵石的边缘及接近卵石的部位。如上所述,砾岩变形的此种特征,实际上影响铀矿化在其中的分布。因为砾石不是绝对坚硬的,其中经常发育剪切裂隙系统。明显的次生砾石裂隙通常发现于强矿化砾岩中。在大多数砾石和卵石中的裂隙方向相同,证明了砾岩岩层变形图的统一。在许多情况下,砾岩裂隙中充填各种不同矿物组合,其中包括金属矿物。

综上所述,可得出下列结论,含矿沉积岩层内部裂隙的形成与盆地拗陷作用密切相关。由于拗陷作用的结果,在构成向斜褶皱的翼部,产生缓倾逆掩断层应力而导致许多层内断裂的形成。这些断裂的产生是含矿层岩石的物理-力学性质的不均匀性及长时期的拗陷作用的结果。含矿层横向拗曲时产生的某些引张力,造成了陡倾正断层和平移断层。

三、结 论

对矿田构造、矿体的形态、铀矿化生成条件及伴随的矿化等研究,得到了关于矿床形成条件的新资料。对热液矿化性质的推测,初步地建立在矿石的矿物地球化学特征的基础上,这种推测令人信服地证实了所进行地质观察的结果。同时根据已查明的铀矿成矿规律,可得出如下结论:

1. 观察结果表明,控矿断裂,在长期发展和这些岩层明显的力学不均匀性条件下产生于具弱变形构造的火山-沉积岩中。

2. 在弱变形的热液铀矿化含矿层中,缓倾裂隙经常呈层间断裂及微弱变形带,它是主要的控矿断裂构造。这些构造在含矿层剖面上的位置是由它的构造特点确定的。缓倾断裂发生最有利的部位是在不同成分、不同物理力学性质,比较厚层岩层的接触带。在剖面上,这些地段的铀矿体富集决定了明显的含矿层层位的出现。

相同应力作用于特性不同的岩石上,变形不同。甚至,岩石原生孔隙度的不同也能反映于岩性的控矿上。

3. 缓倾裂隙的产生,部分地可能与沿陡倾断裂的平移断层有关。而确定在弱变形沉积岩层中缓倾断裂广泛发育的根本原因是:横向拗曲造成的褶皱,在宽大的缓倾褶皱的翼部产生位移幅度不大,延伸很长的断裂和裂缝。在不均质的岩层中,这些断裂将岩层分隔为不同岩性的岩块。岩块裂隙不均等影响矿化的分布。

产生控矿断裂最有利的条件是横向拗曲配合张力作用。总之,这种变形对地堑型盆地边缘地区是很典型的。

4. 力学性质明显差异的沉积岩层中,甚至在变形不大的情况下,也足以产生顺层断裂。很可能这些构造比以前想像的分布更加广泛。含矿层最重要的先决条件,在空间上与构造软弱带相一致。此带在下构造层中表现为大的断裂系。类似的隐伏深大断裂带在许多矿区已被查明。

(下接第27页)

带延伸几公里,宽100米,已强烈地高岭土化,含大小不一的花岗岩碎块。带内有几个铀矿化脉(厚1—4米)。对该带进行了勘探(沿走向控制2000米,倾向150米)。勘探过的部分,矿化相当均匀。主要铀矿物“软”沥青铀矿,多在剪切带粘土化部分富集。

已勘探的矿体内,铀含量为0.03—0.08% U_3O_8 。

在庞恩斯特纳剪切带附近,还发现了一个其特点与它相同的锡甘库尔杰带。

1959年在上述花岗岩地块南部典型的第三纪碎屑沉积物中,发现了两个沉积型铀矿床(普雷士里卡和卡美纳斯)。

砂岩岩层厚达30米,其中有5个层位,矿体呈透镜状,厚2米,面积不超过65平方米。

在已勘探的矿体内,氧化铀含量为0.02—0.08%。

巴尔干山:这是一些受花岗岩剪切带(北西—南东向)控制的脉型铀矿床,其中最重要的是梅斯德伦杰和伊伦夫斯卡·雷卡矿床,1948年发现。

剪切带被高岭土、绿泥石、绢云母充填,偶尔有石英和碳酸盐充填,沥青铀矿呈细脉和浸染状存在。

有些矿化带延长2000米,有些沿深已控制了350米。矿脉厚几厘米到六米。

矿化分布不均,在已勘探的矿体中,铀含量为0.02—0.17% U_3O_8 。

南斯拉夫的铀矿储量及远景

根据勘探程度储量可分为三类:1)确定储量;2)推定储量;3)推测储量。

前两类储量是由齐罗夫斯基·夫尔,兹列托夫斯卡·雷卡,布库利亚和巴尔干山等矿床提供的。

已探明的齐罗夫斯基·夫尔矿床,储量为5200吨 U_3O_8 ,推定储量为2000吨 U_3O_8 左右。该矿进行了50米中段的开采勘探。用25—50米间距的石门和50×50米²网距的金刚石钻探控制储量,此外以200×200米²网距的钻探控制次级储量。矿石的估算价格为每磅氧化铀5—10美元。

兹列托夫斯卡·雷卡矿床提供的储量为750吨氧化铀,推定储量为600吨左右。这是根据一至二个中段勘探和50米线距的钻探工作量得到的,估算价格为10—15美元一磅氧化铀,但如进一步勘探落实了推定储量的话,价格将降至5—10美元一磅。

布库利亚和巴尔干山铀矿储量是1,150吨 U_3O_8 ,而推定储量为2000吨。

根据类比法估算,以上两矿的矿石价格为每磅高于15美元。

除此之外,南斯拉夫境内还有很多有远景的地区,如石炭二迭和二迭三迭系地层中尚有很多有希望的地区,有待进一步工作,以扩大总储量。

编译自:第四届日内瓦和平利用原子原
国际会议报告,1971, No.349。

(上接第24页)

5. 与岩层层理整合是弱变形火山-沉积层中的矿体最典型的构造形态类型。铀矿化或直接沿着缓倾断裂,形成较薄的条带状及层状矿体,或发育于强变形的岩块中,呈复杂构造的透镜状矿体。

6. 根据上述研究成果可划出新的热液铀矿床的新构造类型,这种矿床与在古老基底中长期隐伏发育的断层有明显的关系。在此基底

上部的上构造层岩石中铀矿体沿缓倾断裂发育。此类型的矿床很可能广泛地分布,但暂时在铀矿构造的著作中尚未见到。

文献从略

译自“Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений” 1966年
作者 Я.М.克斯良科夫等