

ソ連のウラン鉱床 (2)

岸本文男 (鉱床部)

8型) 爆裂岩筒と岩頸中のモリブデン-ウラン鉱床
ソ連の8型鉱床は火山爆裂岩筒と酸性岩岩頸中に賦存し、ほとんど全部が火山性陥没凹地基盤の長大な広域断層帯に分布し、ごく一部の鉱床が被覆岩中にも及んでいる。一つの例として、上記基盤の花崗岩中の大型断層を充填した複合爆裂岩筒中に胚胎されるウラン鉱床を紹介してみる。

地質と母岩 この鉱床は巨視的には長い大型断層帯中の花崗閃緑岩底盤状貫入岩の内接触帯に分布し、その貫入岩とそれにきられた変成岩は鉱床から1kmばかりの所に広がる若い火山性陥没凹地のその古生代前期基盤を構成している (第21図)。

本鉱床では含鉱体断層が横断造構的節理系にきられ、かつ古生代後期の石英粗面岩質爆裂角礫岩体、石英斑岩・花崗斑岩・石英閃緑岩・モンゾナイト・輝緑岩の岩脈と岩株に充填され、その充填部分に岩石の熱水変質がもつとも強く現われ、可採鉱体が生じている。

鉱床の母岩はその地質時代によって2群に分けられている。その1は古生代前期の母岩群で、それに入るのはアプライト質花崗岩とペグマタイトの各小岩体にきられたマイロナイト化花崗閃緑岩・変成岩であるが、その

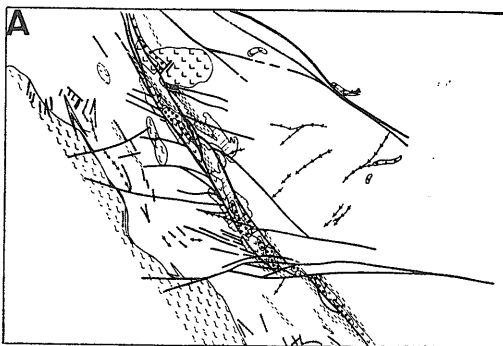
中に石英-白雲母グライゼン、含鉱体断層帯に炭酸塩鉱物を含んだ厚い石英脈と石英-硫化物が生成している。

もう1つは古生代後期に属するもので、そのうちもっとも早期の生成体は珪長斑岩・花崗斑岩・爆裂角礫岩の複合岩脈と複合岩筒状岩体である。この火山岩類は全体としては漏斗状の複合岩体を形作り、深部では薄い岩脈に変わり、爆裂角礫岩は消えてしまう。またこの母岩群のうち最後期に属するのが半深成石英閃緑岩の岩株、モンゾナイト・ランプロファイアー・輝緑岩の各岩脈である。この岩株・岩脈は上記火山岩岩体をきっているが、古生代後期の熱水活動によって生じたベレサイトと鉱体よりも早期のものである。

鉱体の形態と構造 本鉱床の鉱体は形態・構造とも多様であるが、大きくは塊状 (鉱筒状) の網状鉱体と鉱脈・鉱脈系の2種に分れている。

網状鉱体は本鉱床の主体をなすもので、主断層と横断造構的節理との交差部に位置し、しかも厚い爆裂角礫岩体存在部分に分布する。網状鉱体として鉱化されているのは珪長岩質角礫岩、早期と後期の石英-硫化物脈と珪化岩、マイロナイトとマイロナイト化花崗閃緑岩である。その鉱石は細脈構造、角礫構造、鉱染構造、細脈-鉱染構造を有し、網状鉱体中の瀝青ウラン鉱細脈の走向・傾斜は大部分が縦走断層と横断造構的節理の走向・傾斜に一致するが、細脈自体はいずれも非常に薄く (1-2mm以下)、走向・傾斜両方向とも長く続かず、網状鉱体中での分布はきわめて不均等である。そのためウランなど金属元素の分布も不均一となっている。網状鉱体の形は下部に向って急激に狭くなり、マイロナイト帯に沿って伸びた薄いリボン状の鉱体に変る。

鉱脈は主として石英-硫化物脈と同細脈に充填された



第21図
爆裂岩筒中のモリブデン-ウラン鉱床の地質
(B. И. Казанский, Н. П. Лаверов: 1974)

- | | | | |
|---|--------------------|-----|-------------|
| 1 | 輝緑岩・閃長閃緑岩の岩脈 | B-1 | 石英閃緑岩 |
| 2 | 噴出角礫岩 | B-2 | 珪長岩 花崗岩-閃緑岩 |
| 3 | 花崗閃緑岩 | B-3 | 変成岩 |
| 4 | 石英脈 石英-硫化物脈 交代石英質体 | B-4 | 断層 |
| 5 | マイロナイト | B-5 | 鉱体 |

横断造構的節理中に分布する。ウラン鉱物とその随伴鉱物は一般に石英—硫化物脈の接触帯（外側帯）に賦存ししばしば石英—硫化物脈の破片を膠結しまた微細な割れ目網を充填していることもある。鉱石は主に細脈構造と角礫状構造を呈する。

鉱脈の富鉱部は石英—硫化物脈の走向・傾斜が湾曲する部分、とくに石英—硫化物脈が膨化している部分および縦走断層と交差する部分に賦存する。上記の断層と造構的節理が交差する楔状の部分では石英—硫化物脈がいちじるしく厚くなり同脈の周りに粗な瀝青ウラン鉱染体が発達し鉱脈が断層・造構的節理交差線に沿うレンズ状鉱染体に移り変っている。しかし鉱脈はいずれも本鉱床の主鉱体とはなっていない。

鉱石の鉱物組成と側岩の変質 鉱物組成からすると本鉱床の鉱石は硫化物—瀝青ウラン鉱型の含モリブデン種のものに該当する。鉱化作用は大きく2段階に分けられそのうちの第1段階には黄鉄鉱と黄銅鉱を伴った石英脈と石英—炭酸塩脈および同細脈 珪長岩と同角礫岩などの岩脈にきられたグライゼンとプロピライトが生成し第2段階にはベレサイト 石英—炭酸塩—硫化物脈 石英—瀝青ウラン鉱脈 輝水鉛鉱—瀝青ウラン鉱脈およびそれらの細脈・鉱のう・鉱染体が生成している。

上記第2段階はさらに

- 1) 母岩のベレサイト化
- 2) 石英—硫化物脈と同細脈の生成
- 3) 瀝青ウラン鉱の生成
- 4) 炭酸塩—重晶石—螢石の生成

の4鉱化期に分けられ 2) は先ウラン鉱化期 3) はウラン鉱化期 4) は後ウラン鉱化期とされている。

本鉱床のすべての鉱体がベレサイト化作用を受けた岩体中に分布し 通常はベレサイト化岩体の中心帯に胚胎されている。ベレサイト化岩体そのものは中心帯がほとんど石英だけで構成され それをとりまくように石英—絹雲母—パイロフィライトからなる一種の「マントル」が形作られている。

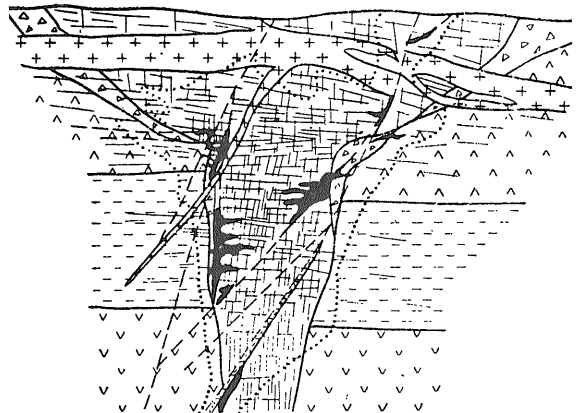
次の石英—硫化物脈 同細脈 同鉱のうも広く発達し主要金属鉱物としては黄鉄鉱 次いで硫砒鉄鉱 そして少量の黄銅鉱・磁鉄鉱・輝水鉛鉱・黒色閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱・赤鉄鉱・金紅石・自然金・閃ウラン鉱・輝コバルト鉱・チタン鉄鉱も生成し 非金属鉱物としては石英のほか炭酸塩鉱物・カリ長石・絹雲母・緑泥石・曹長石もみられる。この期の側岩の変質は珪化作用だけである。










次の瀝青ウラン鉱鉱化期の脈・細脈・鉱のう・鉱染体

はベレサイト化期の鉱化範囲よりも狭い。主要生成鉱物は瀝青ウラン鉱 輝水鉛鉱 ヨルジサイト 黄鉄鉱 白鉄鉱で 少量の方鉛鉱 閃亜鉛鉱 四面銅鉱 黄銅鉱 斑銅鉱も生じ 非金属鉱物としては石英と絹雲母がもっとも多く生成し 所によっては方解石が多く生じている。この鉱化期はさらに3世代に区分され 第1世代の瀝青ウラン鉱は輝水鉛鉱・ヨルジサイトと共生して微細な晶出体を形作り 第2世代の瀝青ウラン鉱は輝水鉛鉱・ヨルジサイト・方鉛鉱・石英・絹雲母と共生して鉱石の主体をなし 細脈・鉱のう・鉱脈の中心部に大型晶出体を作っている。そして第3世代の瀝青ウラン鉱は方鉛鉱・ヨルジサイトと共生し 主として鉱脈の炭酸塩鉱物—緑泥石集合中に賦存するが その分布は小規模である。

螢石と後期硫化物を含んだ炭酸塩鉱物—重晶石脈と同細脈が熱水過程最末期の生成物である。この脈の構成鉱物としてはアンケライト 方解石 重晶石 石英 螢石 緑泥石 方鉛鉱 黄銅鉱 純閃亜鉛鉱 黄鉄鉱 四面銅鉱 斑銅鉱がみられる。なおこの脈が輝水鉛鉱—瀝青ウラン鉱鉱体中に貫入する所ではこの脈の方解石中に瀝青ウラン鉱が再沈殿し さらに輝水鉛鉱に代ってパウエライトが生じている。

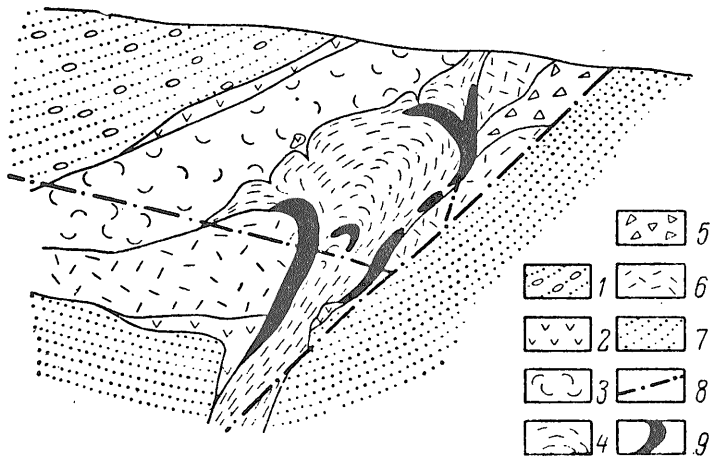
この8型の古火山火道相岩石中に賦存するウラン鉱床



- | | | | | |
|---|---|---|--|---|
|  |  |  |  |  |
|  |  |  |  | |

第22図 緩傾斜岩脈下の珪長岩岩脈中に賦存するウラン鉱体の形態と構造 (B. И. Казанский, Н. П. Лавров: 1974)

- 1—塊状珪長斑岩ルーフ
- 2—流状珪長斑岩ルーフ
- 3—イグエンブライト ルーフ
- 4—岩頸珪長岩の噴出角礫岩
- 5—岩頸珪長岩
- 6—花崗斑岩岩脈
- 7—断層
- 8—変質岩分布範囲
- 9—鉱体



第23図 層間断層帯に賦存する珪長岩岩頸中のウラン鉱体の位置 (В. И. Казанский, Н. П. Лаверов : 1974)

- | | |
|-------------------|-----------------------|
| 1—上部層の赤色凝灰質砂岩 | 2—安山岩のシルとルーフ |
| 3—中部層珪長岩の凝灰角礫岩と熔岩 | 4—岩頸の流状珪長岩 |
| 5—珪長岩噴出角礫岩 | 6—中部層石英安山岩質凝灰岩 同凝灰質砂岩 |
| 7—下部層の赤色砂岩 | 8—断層 |
| 9—鉱体 | |

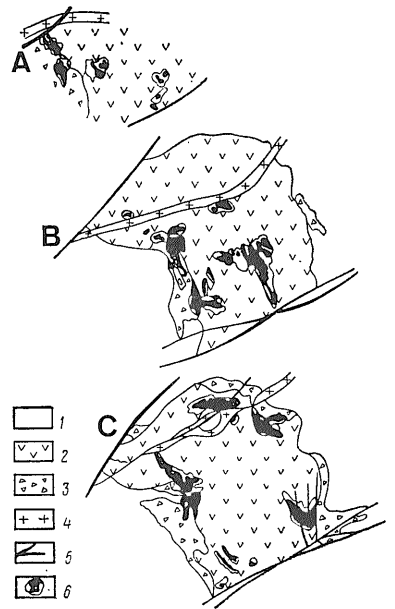
には火山性陥没凹地基盤断層帯中に全く胚胎されず 火山源堆積被覆層をきる爆裂岩筒と岩頸中にだけ胚胎されているものもある。 その場合の特徴は火道を充填する酸性火山岩体に鉱体が胚胎されていることである。

その場合 富鉱体は網状鉱床に集中し 形態は母岩の形と断層に規制され 鉱石は瀝青ウラン鉱—硫化物組成の微脈—鉱染鉱と鉱染鉱からなっている。 主な稼行対象の鉱物共生は輝水鉛鉱 (またはヨルジサイト)—瀝青ウラン鉱共生で 側岩の変質としてはバレーサイト化が特徴的である (第22・23・24図)。

マグマ岩とウラン鉱の生成期の相対的な関係と瀝青ウラン鉱 側岩の絹雲母化岩 後期の岩脈・半深成貫入岩母岩である噴出岩の絶対地質年代の検討結果は上記諸鉱床を生成した熱水活動が大陸火山活動に関係したことを示している。 その熱水活動は火山下の比較的浅いマグマ溜が完全に固結してから 異常熱流量を保持している条件の中で進行したものと解されている。

鉱体を胚胎する爆裂岩筒と岩頸は一般に局地的隆起の斜面に分布し その分布部分が大規模な断層帯に入ること 造鉱作用がきわめて強力で働いていること 重金属元素・ウラン・弗素の添加がいちじるしいことは鉱体構成物質の起源が主に深部にあったことを示唆している。

また 古地理学的な鉱床生成環境の研究結果は鉱石鉱物の沈殿が火山岩ルーフの下 地表下1,500—2,500mの範囲で行なわれたことを示し さらに鉱液の温度は鉱化作用の進行にしたがって350°Cから100°Cまで下がって



第24図 噴出岩を切る珪長岩岩頸中のウラン鉱体の形態と賦存位置 各レベル平面 (A, B, C)

- (В. И. Казанский, Н. П. Лаверов : 1974)
- | | |
|------------|-----------|
| 1—酸性噴出岩ルーフ | 2—岩頸珪長岩 |
| 3—噴出角礫岩 | 4—微晶珪長岩 |
| 5—断層 | 6—鉱体と同富鉱部 |

いる。 瀝青ウラン鉱とその随伴鉱物は210—160°Cで沈殿したとされている。

アクチビゼーション区の内因性鉱床

ソ連のアクチビゼーション区の熱水ウラン鉱床は大きく2群に分けられる。 1は粗面岩—閃長岩岩系 1は安山岩—石英粗面岩岩系に随伴された鉱床である。

Ⅲ) 粗面岩—閃長岩岩系と関係した熱水鉱床

Na系アルカリ貫入岩コンプレックスと関係したものとしては 多数のNb・Zr・Li・Be・Th・稀土類などの鉱床がある。 一方 K系アルカリ貫入岩コンプレックスは熱水ウラン鉱床に關係して興味深いものである。 すなわち トリウム—ウラン鉱床が当該コンプレックスの火山底山塊中に チタン—ウラン鉱床が同山塊から少し離れた基盤變成岩体中の大型断層に胚胎されている。

9型) 火山底山塊中のトリウム—ウラン鉱床

地質と母岩 当該アルカリ山塊は大型NE—SW断層とN—S断層の交差域に位置し 両断層が基盤變成岩類から變成度のごく低い陸源—炭酸塩堆積被覆層中にか

かる所に賦存している (第25図)。 同山塊の構成は

- 1) 貫入アルカリ閃長岩 (霞石閃長岩 ションキナイト 閃長斑岩 アルカリペグマタイト)
- 2) 溢流・火山底アルカリ岩 (アルカリ粗面岩 フォノライト チングアイト セルプスベルジャイトとそれらの偽白榴石に富むもの)
- 3) 貫入成のエジリン輝石花崗岩 石英閃長岩 グロルダイト

の3群の岩石からなっている。 生成深度が深くない (400—500m) のに 同山塊中には高温アルカリ交代岩 (主としてエジリン輝石—アノーソクレス交代岩 エジリン輝石交代岩) とペグマタイトが広く存在する。

同山塊の形成は比較的浅深度の貫入活動が火山活動に変わり 再び浅深度の貫入活動に変わるという多相過程であったと思われる。 前記第1群のアルカリ閃長岩は複合餅盤を形作り その中に明瞭な噴出体接触部を有する上記各相の岩体が賦存し さらにアルカリ交代岩の不規則な岩体 ペグマタイトのレンズと脈が発達している。 溢流岩体と火山底岩体は餅盤表部に分布する成層火山ドーム 爆裂岩筒 餅盤表部と堆積岩ルーフとの間で固結した層状アルカリ熔岩・火砕岩層がその代表的なものである。 さらにこの第2群に属する岩脈や不規則火山底

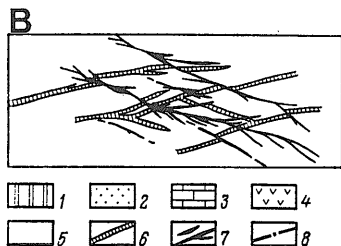
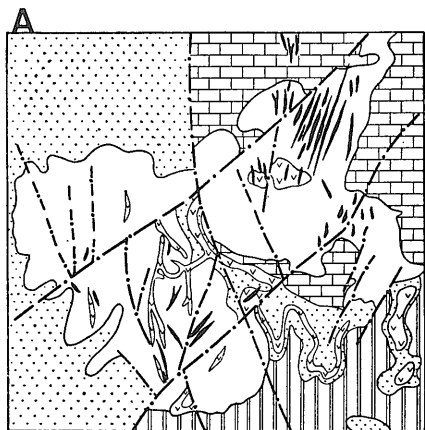
岩体は上記の餅盤と早期の噴出岩・火砕岩ドームを切っ てきわめて広範に分布している。 なお 第3群の岩石は分布がごく限られ 小規模な岩株と岩脈を形作り 岩筒状爆裂角礫岩体を膠結している。

熱水作用は2回繰り返す 第1回は第1群のアルカリ岩形成後 第2回はマグマ活動終了後 すなわち山塊構成全岩石の完全な固結後に相当する。 前者の場合にはアルカリペグマタイトおよびトリウム—エジリン輝石—アノーソクレス—石英脈の形成があり 後者としては9型ウラン鉱床の主なウラン鉱化体 すなわち閃ウラン鉱と瀝青ウラン鉱を伴った螢石—重晶石—石英脈と角礫岩の生成がある。

鉱床の構造と鉱体の形態 本鉱床の熱水ウラン鉱化作用の拡がりは上記山塊の構造を組立てた断層に規制されている。 この大型断層は上記第2群の火山底岩体の生成時にはすでに生じていた曳裂断層の方向を受けつぎ 羽状割れ目系を伴い 同割れ目系にも多くの場合熱水ウラン鉱化作用が発達している。

当該断層は不均等に変形した岩帯を伴う幅広いもので 一部の變形岩帯は強く破砕され また一部は割れ目が交差しているだけである。 なお当該断層による落差は垂直に100—150m水平に300—500mである。 この断層に接合してより小規模な曳裂断層と割れ目帯があつて 前者は一般に垂直落差数10m以下の正断層と走向断層である。 後者は当該断層の破碎・角礫化岩帯中に不規則に分布し 主に発達しているのはペグマタイトと粗粒閃長岩の部分 すなわち もっとも脆弱な岩石の部分である。

当該山塊中の熱水ウラン鉱体はアルカリ岩体を主な側岩とし ごく稀には炭酸塩質岩中にも認められる。 鉱脈系は大型断層付近の両側側に分布し 1 鉱脈系はきわめて走向変化に富んだ数本の主脈と同主脈から分岐した支脈で構成されている (第25図B)。 富鉱部は鉱脈の湾曲部と主脈・分岐脈接合部にあつて 緩傾斜鉱筒状およびレンズ状を呈する。 鉱石構造は主として角礫構造と細脈構造である。



第25図

火山底アルカリ山塊中のトリウム—ウラン鉱床

(Т. В. Билибина, В. И. Донаков, В. К. Титов: 1963)

A—山塊中の含ウラン鉱帯の配列 B—チングアイト岩脈と鉱体の関係

- | | |
|-----------------|----------------|
| 1—基盤變成岩層 | 2—堆積岩ルーフの砂—泥岩層 |
| 3—堆積岩ルーフの炭酸塩岩層 | 4—噴出—火砕アルカリ岩層 |
| 5—アルカリ閃長岩 霞石閃長岩 | 6—チングアイト |
| 7—含ウラン鉱帯と鉱体 | 8—断層 |

場合によっては含ウラン破碎帯がペグマタイトや含トリウム石英脈の部分に重なって 鉍体の一部の含ウラン角礫岩がウラン—トリウム複合鉍体になっている。

鉍石の鉍物組成 鉍石は中温—低温鉍物共生を示し そのうちもっとも早期の生成体が螢石・黄銅鉍・黄鉄鉍・サルバナイト・四面銅鉍・輝水鉛鉍・硫砒鉄鉍・閃ウラン鉍を分散・随伴する石英—重晶石脈である。次の鉍化段階の鉍物共生は主要ウラン鉍化体である含ウラン角礫岩の形成に関係したもので 側岩と早期石英の角礫を膠結した石英・螢石・重晶石・炭酸塩鉍物・黄鉄鉍・メルニコバイト・黄銅鉍・方鉛鉍・鋭錐石・磷灰石・加水雲母などの細粒集合中に閃ウラン鉍と瀝青ウラン鉍が鉍染し 通常 黄鉄鉍と共生する。そして熱水過程末期の鉍物共生体が含ウラン角礫岩をきる累被構造の灰白色石英脈と同細脈である。

2・3のソ連の9型ウラン鉍床例では鉍石の分布に垂直累帯構造がみられ 鉍体上部には細脈鉍が 下部には角礫鉍が分布している。母岩の変質は不規則に発達し珪化 重晶石化 螢石化 粘土化 炭酸塩化と硫化物鉍染の諸作用が認められる。またシオンキナイトやアルカリ交代岩中には雲母化現象が さらにルーフ岩層中に発達した石英脈の周辺には多量の重晶石化と螢石化の現象が 噴出岩中のウラン含有帯沿いには粘土化現象がみられる。

10型) 基盤断層中のチタン—ウラン 鉍床
地質と母岩 ソ連でいう 結晶岩基盤 (crystalline basement) 片麻岩類・結晶片岩類・超変成岩類からなる卓状地の基盤) 中の熱水チタン—ウラン鉍床とは 厚さ500—1,500mの堆積層に被覆され かつ大小の多数の断層にきられた地塊中に賦存するものである。この10型ウラン鉍床の代表例でいえば 基盤の片麻岩類と結晶片

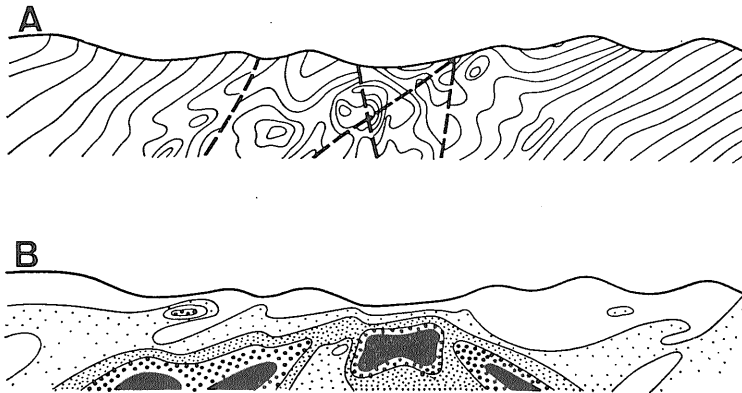
岩類は比較的狭長な等斜褶曲帯とそれに撓曲構造が加ったドーム状褶曲・線状褶曲を形作り 強く花崗岩化されている。断層の大部分は基盤変成岩類の石化作用完了後に生じ 褶曲構造の形成に続き 撓曲構造などの形成に関与している。その後 この断層に沿って花崗岩—石英閃緑岩から新期のアルカリ岩にいたる岩体が貫入しとくに新期アルカリ岩の複雑な形態の火山底岩体は基盤から堆積被覆岩層中に貫入してウラン鉍床田の縁部に分布している。

上記古期断層がもっともよくその特徴を現わしているのがペグマタイト質石英—長石岩を随伴したプラストマイロナイト帯で そこではアクチビゼーション期の構造運動が当該古期断層を復活させ 新しい曳裂断層を形成している。この若返った断層は新生の曳裂とともに平行脈と斜交脈を伴った大規模な鉍化帯としてウラン鉍体群の空間的配列を規制している。

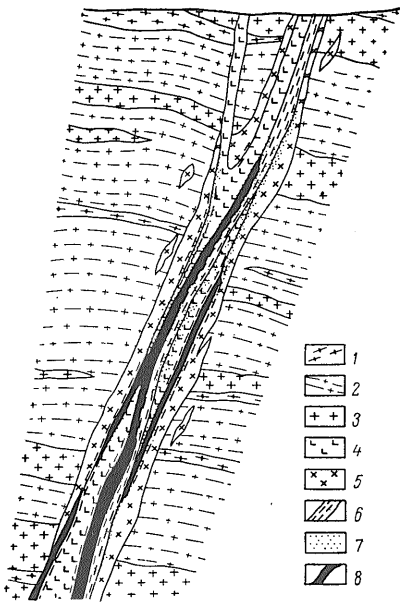
若返った古期断層は当該10型鉍床の水平・垂直両方向の延長をきわめて大きなものにし 同断層が滑走—攻撃湾曲を行なっている範囲に最大の富鉍体を形成するという重要な機能を果している。縦断面投影の結果によると この関係は各断層面の等深線が複雑な波形を示すことから識別できる (第26図)。大規模な若返りの断層の場合には 低品位鉍化部で隔てられた幾つかの富鉍体が認められ また新生曳裂断層の場合にはウラン鉍床がいちじるしく断続的で 数方向のその断層交差部に胚胎されていることが特徴といえる。

このウラン鉍体は若返り断層の上部 帽岩の役割を果した卓状被覆層下を上限とし ただ瀝青ウラン鉍—螢石脈と同細脈の形で例外的に被覆層中に滲透しているにすぎない。

鉍床の構造と鉍体の形態 この鉍石の生成に際しては 岩石の強い破碎と低温熱水変質の両作用が先行

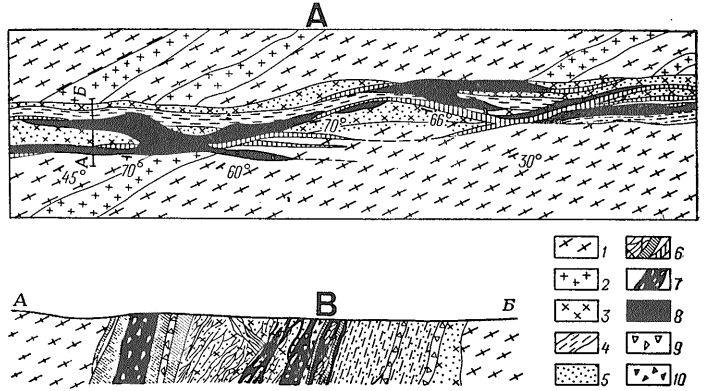


第26図
 縦断面に投影した基盤含鉍体断層面の起伏(A)と同断面でのウラン鉍体の分布(B)。点の密度がウラン品位の高低を示す。黒ぬりつぶしが富鉍部。
 (B. И. Казанский, Н. П. Лаверов : 1974)



第27図 プラストマイロナイト・石英閃緑岩・ペグマタイト状石英長石岩複合帯に胚胎したチタン-ウラン鉱床(断面)
(B. И. Казанский, Н. П. Лаверов: 1974)

1—結晶片岩 片麻岩	2—花崗片麻岩
3—花崗岩	4—石英閃緑岩
5—ペグマタイト状石英長石岩	6—プラストマイロナイト
7—熱水変質岩	8—鉱体



第28図 プラストマイロナイト帯に胚胎するチタン-ウラン鉱床
(B. И. Казанский, Н. П. Лаверов: 1974)

- | | |
|---------------------|--------------------|
| A—平面 | B—断面 |
| 1—結晶片岩 片麻岩 | 2—花崗岩 |
| 3—ペグマタイト状石英長石岩 | 4—石英閃緑岩のプラストマイロナイト |
| 5—石英-氷長石-黄鉄鉱-炭酸塩交代岩 | 6—重晶石-石英脈 同細脈 |
| 7—含ウラン鉱角礫岩 | 8—鉱体 |
| 9—先石英期非鉱化角礫岩 | 10—後石英期非鉱化角礫岩 |

よび雁行するプラストマイロナイト系が厚い若返り断層中でペグマタイト様石英-長石岩と接したところに賦存し(第27図)。同部分では断層面の湾曲が激しい。横断面でみると 上記の接触部に数帯の強変質部が生じており その接触部に黄鉄鉱-炭酸塩鉱物-ブラネライト角礫岩が付接して分布する。この角礫岩は詳しくは断続する造構的節理とその分岐割れ目を充填し 全体としてレンズ状および脈状のウラン富鉱体を形成し 周りを低品位の鉱染ウラン鉱化体にとりまかれている。場合によっては富鉱体が主曳裂断層と羽状割れ目の接合線に沿って延び リボン状の鉱体を形作っていることもある。

第2の亜タイプの鉱体では比較的薄いプラストマイロナイト帯が主な構造要素となり そのほぼ全体が熱水変質している(第28図)。このプラストマイロナイト帯は超変成岩の2次褶曲をきるところで湾曲し そこに石英-氷長石-黄鉄鉱-炭酸塩交代岩 重晶石-石英脈 ウラン鉱体が生じている。この鉱体は断層を充填した膠結物としてウラン-チタン酸塩を含んだ粗角礫岩であるが 富鉱体は粗角礫岩中と粗角礫岩につながる細かな割れ目群にも胚胎され 膨大部の厚さは平均厚度の5倍を越えている。

この第2亜タイプ例の鉱床は全体として一つの鉱化帯であり 水平と垂直の延長は厚さの数100倍を越え その中に低品位鉱染体を背景にした脈状とレンズ状の主に2種の富鉱体が分布するが その分布は先鉱化期の主として曳裂断層に規制され たとえば鉱脈の膨化部は断層と割れ目の鋭角的交會部に相当している。

している。深部での物質の塑性流動によって生じた古期プラストマイロナイトと違って 新期の構造断層は角礫構造 微角礫構造 櫛状構造 コックード構造の本鉱床の場合もまさにその通りである。古構造解析の結果によると 本鉱床のすべての熱水生成体は地表下 800—2,000m の間で生成したものと思われる。したがってウランに富んだ若返り断層には深度を異にして生じた構造が重なり合っていることになる。

上記熱水生成体最古(先ウラン鉱化期)の石英-氷長石-黄鉄鉱-炭酸塩交代岩は古期断層が走向方向にも傾斜方向にも湾曲を繰り返している部分の強圧碎体を交代し その中で交代作用がもっとも強く働いたのはプラストマイロナイトとの接触部である。次の重晶石-石英脈(前ウラン鉱化期)は多く熱水変質帯中に賦存する。さらに黄鉄鉱-炭酸塩交代岩-ブラネライト角礫岩(ウラン鉱化期)は若返り断層を充填し 先の重晶石-石英脈や交代変質帯の分布と重なっている。つまりところ ウラン鉱体の空間配列と形態は生成段階を異にした構造要素の組合せに支配され その組合せがそれぞれ鉱床ごとに違っていると解され 組合せ別に3種の区分(3亜タイプ)がなされている。

そのうちで最大かつ安定しているウラン鉱体は平行お

第3垂タイプの鉱体は若返り断層でなく新生断層に胚胎され 鉱脈および緻密レンズ状を呈し 新生断層とブラストマイロナイト帯との交差部に富鉱体を形成する。

鉱石の鉱物組成と側岩の変質 ソ連の10型ウラン鉱床を胚胎した断層・割れ目の内部構造の詳細な考察結果によると 鉱化作用は4段階に分けられ 各段階での鉱物共生は次の通りである。

- 1) 石英・氷長石・黄鉄鉱・炭酸塩鉱物交代岩生成段階：交代岩の外側から中心部に向かって暗色鉱物→それを交代した炭酸塩鉱物・黄鉄鉱→斜長石の絹雲母化体→同曹長石化体→石英の消失→褐色カリ長石・氷長石と配列し 黄鉄鉱がもっとも広く鉱染発達する。
- 2) 重晶石・石英脈生成段階：この脈は熱水変質交代帯に関わりなく熱水変質岩中に賦存し 重晶石の結晶(0.1mm—6cm)を1—30%含有し 黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・四面銅鉱が晶出していることもある。累被構造・角礫構造などが大きな特徴で 開放空隙に当該物質が沈殿したことを示している。同じことが後鉱化段階の石英 炭酸塩鉱物 螢石の各細脈にもいえる。
- 3) 黄鉄鉱・炭酸塩鉱物・ブラネライト角礫岩生成段階：大部分のウランは上記交代岩と重晶石・石英脈の角礫が微細な黄鉄鉱・白鉄鉱・方解石・ブラネライトに膠結されたこの角礫岩に集中し ブラネライトは膠結物中にきわめて不均等に分布し 所によっては微角礫構造もしくはコロホーム構造の細脈集合富鉱を生成している。一般にブラネライトは黄鉄鉱・白鉄鉱と密雑した連晶を作り 通常の高温型のものとは違って少量の稀土類元素とトリウムしか含んでいない。
- 4) 石英細脈・炭酸塩細脈・螢石細脈生成段階：鉱石中にブラネライトがいちじるしく発達していることは超変成岩中のチタン含有率が高く 先鉱化段階の低温成カリ交代岩の生成時にそれが熱水溶液中に移動してからウランと共に沈殿したためとされている。気液包有物からすると 重晶石・石英脈は 300—255°C 石英細脈・螢石細脈・方解石細脈は 200—120°C で生成しており したがってブラネライトは200°C前後で沈殿したものと解されている。

IV) 安山岩—石英粗面岩岩系と関係した熱水鉱床

この種のウラン鉱床の中でもつとも多いのはウラン鉱と複合ウラン鉱の 鉱化段階に近い時期の安山岩—石英粗面岩質岩石に積載された火山性陥没凹地に賦存する網状鉱床と鉱脈である。その特徴は断層・割れ目系にはっきりと規制されていることで 当該断層と割れ目系に鉱体の大部分が胚胎され 可採鉱体は上記積載岩(粗面安山岩 石英安山岩 石英粗面岩)中に ときには基盤の層間割れ目や急斜断層中に賦存することもある。鉱

石としては硫化物に乏しく モリブデンを伴った瀝青ウラン鉱石が主体で 鉱石中に稼行可能な量の螢石が存在する場合も少なくない。

さらに 陸源堆積層に積載された火山性陥没凹地にもこの類のウラン鉱床が分布するが その例は少ない。このようなウラン鉱床の成因については現在盛に論議中で その鉱床の特徴は鉱体が主として層状を呈し 明瞭に堆積相規制を受け 鉱石の鉱物組成が単純で 瀝青ウラン鉱・加水瀝青ウラン鉱・ウランブラックが固体瀝青と密接に共生し 鉱体付近にカオリナイト・加水雲母・緑泥石・炭酸塩鉱物・黄鉄鉱などが発達することである。成因に関しては 主として堆積説と低温熱水説がある。

このIV)の鉱床は下記の2つの型に大別されている。

11型) 積載火山性陥没凹地中の螢石—ウラン鉱床

ソ連の11型ウラン鉱床の主なものは安山岩 玄武岩 粗面石英安山岩 石英粗面岩 粗碎屑陸源岩に積載された火山性陥没凹地に賦存する鉱床である。その代表例としてF. I. ヴォリフソンらの1967年の報告にある古生代前期マグマ岩体・中生代大型断層帯地域に生じた火山性陥没凹地のウラン鉱床田を紹介する。

地質と母岩 当該鉱床田付近の地質断面は大きく上・下2構造階に分れ 下部構造階は古生代変成岩と花崗岩類 上部構造階は中性代後期の安山岩—玄武岩類 粗面石英安山岩 石英粗面岩とそれらの間に分布する陸源堆積層からなっている。火山岩類はほとんど水平に分布し 小規模な火山底酸性岩体と安山岩脈の貫入を受け直線的な断層系にきられている。さらに陥没凹地の末端はいわゆるカルデラの弧状断層となっている。

鉱体の母岩はさまざまであるが その母岩岩層群は全体として複雑・不均等な地質断面を形成し 各火山岩層と陸源堆積岩層が互層している。鉱物組成および化学組成からすると 本鉱床田の安山岩—玄武岩類は R. デイリーの閃緑岩 石英はんれい岩 玄武岩 粗粒玄武岩に近いが それよりもアルカリに富み CaO に乏しい。粗面石英安山岩とされている岩石は R. デイリーの石英粗面岩よりも MgO と CaO が少なく アルカリが非常に多く また安山岩—玄武岩類と違って有効孔隙率が高く(2.5—5%) 弾性率からみると破碎されやすい岩石である。

母岩岩層群上部の酸性火山岩類は複雑な構成を示し塊状・層状の熔岩 イグニブライト 角礫岩 凝灰岩からなり 酸性噴出岩体にきられている。化学組成はいずれも R. デイリーのいう流紋岩に近い。その化学組成上の特徴はアルカリが過飽和($K \gg Na$)で アルミ

ナが過剰に含まれていることである。

以上の酸性岩類は下位に分布する塩基性岩—中性岩類とは物理的・力学的性質を根本的に異にしている。有効孔隙率は10—15%に達し、小割れ目が広く発達するため耐久度が小さい。

火山性陥没凹地そのものの構造と鉱床の構造は多くの点で大型断層に規制され、当該断層は陥没凹地の基盤と火山源岩—堆積岩層の中でさまざまな現われ方をしているが、大きくは次の3群に分けられる。

第1群は1直線の断層と密集断層系を形作るもので、基盤断層を継承したいろいろな方向・傾斜を示す。大部分は火山源岩—堆積岩層のすべてをきり、一部は特定岩層中にだけ強く現われる集中・接近した断続断層系を形作っている。この断層系は基盤潜頭性断層上に生じ、上記の火山源岩—堆積岩層の全部をきる断層と特定岩層に形成された断層系が交差する部分は熱水溶液の上

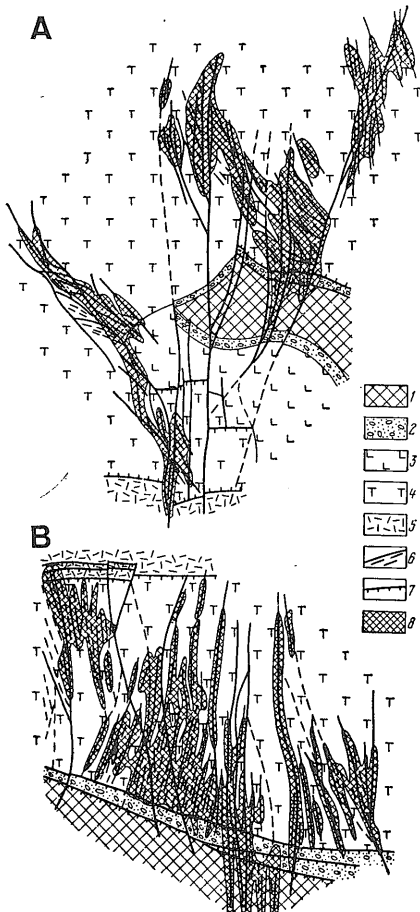
昇と鉱体の形成にもっとも適した所といえる。

第2群は陥没凹地の弧状断層を形作るもので、主として酸性岩岩脈と噴出岩に充填されている。この岩体が鉱体を胚胎していることはごく稀である。

第3群は緩傾斜の層間断層で、堆積層中ないし堆積層と火山岩層との接触面に発達するものである。この断層は熱水溶液の移動にきわめて重要な役割を果し、鉱体の分布に大きく影響している。この場合、鉱体の生成にとくに適していたのは組成の異なる岩層間の緩傾斜層間断層と前述の断層・断層系との交差部である。

鉱体の形態とその構造 可採ウラン鉱体はさまざまな賦存位置・形態・構造の鉱体中に分布するが、大きくは3種に分類することができる。

- 1) **脈状鉱体** これは積載火山岩類中と基盤花崗岩類中に賦存する(第29図)。鉱脈および鉱脈系は組成を異にして物理的・力学的性質が一樣でない岩層群中に分布するため、鉱染鉱化体の断面中にきわめて不規則に配列し、断続するのが大きな特徴である。鉱化作用に適した岩石中の鉱脈および鉱脈系は特徴ある梯状鉱脈を形作り、それが層間断層に接合する部分ではいちじるしく複雑な形になり、鉱石鉱物を多量に鉱染して、鉱体も膨化した角礫化帯が生じている。
- 2) **带状網状鉱体** これは安山岩—玄武岩類、粗面石英安山岩、珪長岩中に発達し、直線大型断層につながった急傾斜断層帯に形成されている(第30図)。形態からすると、この網状鉱体は緩傾斜断層もしくは不毛岩層に境された带状の鉱体だが、一般に鉱体の境界は不鮮明で、形態は変化に富む。主な鉱石構造は角礫構造、累被構造、細脈構造である。
- 3) **層状鉱体** これは主として鉱染鉱からなり、陥没凹地の地質断面のさまざまなレベルの堆積岩層中に賦存する。その中でもっとも重要な鉱体は酸性火山岩類下位の凝灰質砂岩と礫岩中および基盤花崗岩上の基底礫岩層中にある。この場合、炭化植物ないし褐炭層を含んだ陸源堆積層がもっともウランに富んでいる。とくにその富鉱体は断層によって強く擾乱された植物化石を含む砂岩中に賦存する。



第29図
 螢石—ウラン鉱床脈状鉱体の構造
 (B. И. Казанский, Н. П. Лаверов: 1974)
 A—平面 B—横断面
 1—基盤花崗岩 2—礫岩
 3—安山岩・玄武岩 4—石英安山岩
 5—石英安山岩質凝灰岩 6—急傾斜断層・多割れ目帯
 7—緩傾斜断層・多割れ目帯 8—鉱体

鉱石の鉱物組成と側岩の変質 本鉱床田の熱水生成体は先鉱化段階の炭酸塩鉱物—加水雲母質交代岩と石英—曹長石質交代岩および鉱化段階の鉱石鉱物生成体とに区分されている。

鉱化段階初期には石英・赤鉄鉱・黄鉄鉱・菱鉄鉱・アンケライトを主とし ベルトランダイト・螢石・硫砒鉄鉱・レーリンジャイト・黒色閃亜鉛鉱を伴う鉱脈・細脈・鉱のうが生じ 中期には初期のものとは別の瀝青ウラン鉱細脈・鉱のう・鉱染体を生じている。当該瀝青ウラン鉱は主として石英・ヨルジサイト・輝水鉛鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱 ときに緑泥石・加水雲母・黄鉄鉱・赤鉄鉱と共生している。この含瀝青ウラン鉱細脈と同鉱のうの周縁には特殊な暗赤色化帯（赤鉄鉱化帯）が広がっているが これは11型鉱床の多くが示す特徴でもある。瀝青ウラン鉱の共生関係には3種のものがあって そのうちの石英—瀝青ウラン鉱共生とヨルジサイト（輝水鉛鉱）—瀝青ウラン鉱共生が可採鉱の主体をなしている。

ソ連の11型ウラン鉱床における熱水過程は螢石—石英脈 アンケライト脈 方解石脈とその細脈の生成で終るが この脈・細脈は角礫化岩帯と早期熱水生成体を充填することが少なくない。螢石もウランも後期のものでは稼行価値がない。そのうちのまた早期のものは少量の再沈殿瀝青ウラン鉱を含んだ氷長石—石英脈と緑泥石—螢石脈および同細脈を形成して 黄鉄鉱 方鉛鉱 白鉄鉱 黄鉄ニッケル鉱 黄銅鉱 斑銅鉱 輝銅鉱を伴っている。さらに後期の生成体として方解石の脈と細脈がある。この方解石脈中には蔭酸石灰石 重晶石 白鉄鉱 黄鉄鉱が認められる。

以上 この11型鉱床の鉱化段階は

- 1) 石英—曹長石
- 2) 炭酸塩鉱物—加水雲母
- 3) 硫化物—炭酸塩鉱物
- 4) ヨルジサイト—瀝青ウラン鉱
- 5) 螢石—炭酸塩鉱物

の5段階に分けられる。

ウラン鉱体の生成期は陥没凹地の最末期火山岩岩体の形成期にきわめて近い。したがって 可採ウラン鉱体は多くの古火山性ウラン鉱床生成域にみられる後火山性熱水活動と関係したものと解されている。鉱床生成期の古地理を復元した結果では 鉱床の生成深度は当時の地表下300mから1,500mの間であったと思われる。

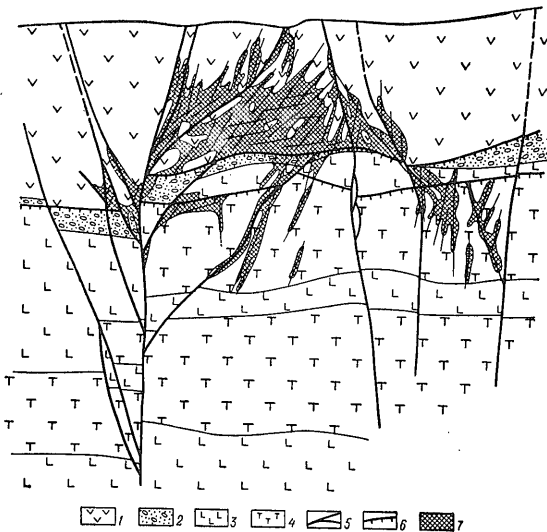
また鉱化初期の鉱液の温度は 350—300°C 瀝青ウラン鉱とその随伴鉱物の沈殿期の鉱液温度は 200—150°C 後ウラン鉱化段階では150—80°Cであった とされている。

12型) 削剝構造凹地中の砒素—ウラン 鉱床

地質と母岩 ソ連の12型ウラン鉱床を胚胎している削剝構造凹地の基盤は古期花崗岩類からなり その上位には不整合に主として粗碎屑堆積層が分布する。この堆積は準平原化した基盤が激しく地塊転位した時代に行なわれ 堆積層は礫岩と薄くて連続性に乏しい砂岩・凝灰岩層で構成されている。さらに上位は沖積および湖成の砂—シルト層で ときには噴出岩層と火砕岩層を挟在することもある。

当該凹地は広域断層系によって帯状に拡がり 構造運動・マグマ活動活化期の大型ドーム状隆起に平行している。そして 新期の横断断層がこの隆起体と構造凹地を隆起地塊と沈降地塊に分け この2種の断層系に沿った構造運動の繰り返しが低次の多数の分岐割れ目と羽状割れ目を 成層岩中では層理に沿った緩斜割れ目を広く発達させている。

鉱体の母岩は砂岩・シルト岩・凝灰岩・層灰岩の間層・レンズ層を伴った主として礫岩と礫岩質角礫岩 一部が酸性系列の熔岩ルーフである。この主な母岩には灰色のものと灰赤色のものの2種があり 前者は炭酸化化石（石炭・炭質頁岩・炭化植物片など）と自生黄鉄鉱に富んでいる。後者は主として赤色岩層からなり 一般に



第30図 珪長岩中の網状螢石—ウラン 鉱床(横断面)
(В. И. Казанский, Н. П. Лавров: 1974)

- 1—珪長岩 珪長岩質噴出角礫岩
- 2—礫岩
- 3—安山岩—玄武岩 同角礫岩
- 4—石英安山岩 同凝灰岩
- 5—急傾斜断層
- 6—層間断層
- 7—鉱体

礫岩・礫岩質角礫岩・非分級粗碎屑岩 稀には細礫岩・砂岩・シルト岩が加っていることもある。

鉍体の母岩はいろいろな条件下で生成したものであるが もっとも多いのは崖錐と斜積層 湖成層 湖浜成層 河床一氾濫原成層である。 鉍体はこれらすべての岩層中であって 堆積相の如何には全く関係ないが それと同時に母岩の一つの特徴は還元作用媒質が存在することと有効孔隙率が高いことである。

当該構造凹地内でのウラン鉍床の分布は母岩に適した岩石と基盤の断層の組合せに規制されている。

鉍体の構造と形態 11型ウラン鉍床はさらに地質断面の下部のものと上部のもの2種に分けられている。

第1種の鉍床の場合 鉍体と基盤面との隔たりは垂直40—50mを越えない(第31図)。 鉍体が層状を呈する場合には厚度急増部がウラン含有率も高く そのような部分としては基盤岩体の割れ目帯近くのことが多い。 主鉍体は平面的には狭長なりボン状ないし長いレンズ状を示し 平面で円ないしそれに近い形の層状鉍体は少ない。 また 2・3の例では緩傾斜筒状(厚さ≒幅)を呈する。 この種の鉍床の空間的な賦存位置に大きく影響しているのは基盤面の起伏(凹部と凸部 とくに地溝部)である。 当該地溝部は構造破碎帯を継承した狭く深い帯状凹地で 花崗岩類の破碎とマイロナイト化 古期の石英脈と貫入岩岩脈が発達している。 この構造破碎帯直上の堆積層中には多数の急斜・緩斜割れ目が生成し そのうちの急斜割れ目群は幅数10m 長さ数100mの各割れ目帯に分れ 地質断面の上位に向けて割れ目の数を急減し かつ走向・傾斜を変える。 緩斜割れ目の方は分岐・複雑共役構造割れ目系からなり

延長がいちじるしく 鏡肌などついた性質を有するがこの割れ目系に沿って転位したといえるほどの現象は認められない。 もっとも規模の大きい造構の割れ目は凝灰岩か礫岩の境界に発達し それが古削剝地溝の軸方向に長いリボン状鉍体の拡がり規制している。 緩斜・急斜両割れ目系の共役部には一般に複雑な形のレンズ状鉍体が賦存し 侵蝕された古地溝の縁部では緩斜構造割れ目が堆積層から基盤花崗岩中にも入り込んでいることもあり その場合当該割れ目に堆積層部分と連続した鉍体や単独の鉍体が形成されている。

第2種の鉍床では 落差の大きい(50—150m)大型断層と割れ目帯断層が認められ 鉍体は基盤面から数100mの上位に分布し したがって基盤の起伏に鉍体の位置・形態は直接影響を受けず 重要な鉍体規制要素となっているのは緩斜断層である。 この断層はそのほとんどが異質な地層の接触部に生じ 当該層理と一致している。 一般に第2種鉍体はこの緩斜断層に沿ってその上盤ないし下盤側に分布し 層状およびリボン状を呈する。

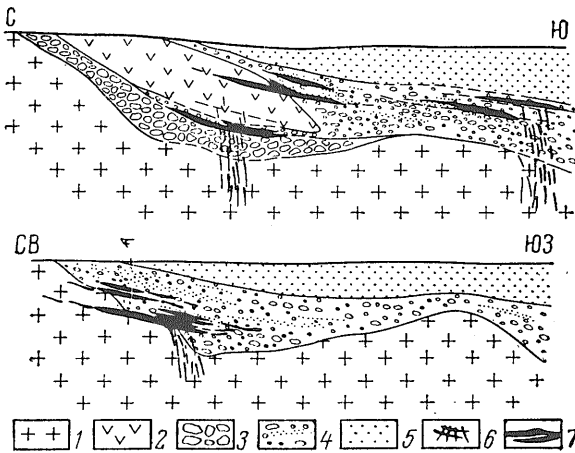
側岩の変質と鉍石の鉍物組成 ソ連の12型ウラン鉍床は後生変質を伴い 変質新生鉍物(カオリナイト モンモリロナイト 潜晶質石英 炭酸塩鉍物 黄鉄鉍 白鉄鉍 加水雲母 緑泥石 沸石 燐灰石 鋭錐石)は累帯配列を形成し その累帯にウラン鉍化作用(瀝青ウラン鉍 加水瀝青ウラン鉍 コッフィナイト ウランブラック 含ウラン固体瀝青)が重なっている。

たとえば 基底礫岩層中に胚胎された鉍床の場合には 非変質岩から鉍体に向けて

- 1) 弱カオリン化帯
- 2) カオリナイト—炭酸塩鉍物帯
- 3) 加水雲母—石英—硫化物帯(ウラン鉍化作用波及帯)

の3帯が認められ 瀝青ウラン鉍の濃集体と細脈は常に加水雲母・黄鉄鉍・潜晶質石英からなるフリンジを有し 自然砒と狭長な赤鉄鉍化帯を伴っている。

また前記第2種のウラン鉍床の場合には 非対称性変質累帯(第32図)が一つの特徴で その累帯の外帯ではカ



第31図
 削剝構造凹地基底層中の砒素—ウラン鉍床
 (B. И. Казанский, Н. П. Лавров: 1974)
 1—基盤花崗岩 2—石英粗面岩質熔結凝灰岩
 3—巨礫岩 4—砂岩間層を伴う中礫礫岩
 5—砂岩 シルト岩 6—断層
 7—鉍体

オリナイトが斜長石を 炭酸塩鉱物が部分的に黒雲母を交代し 中間帯では新生カオリナイトが炭酸塩鉱物に黒雲母が炭酸塩鉱物と黄鉄鉱にそれぞれ交代された上 さらに潜晶質石英が発達している。内帯では加水雲母・絹雲母・赤鉄鉱が当該側岩構成鉱物のほとんど全部を交代し 氷長石・緑泥石・沸石・固体瀝青などが生じている。鉱石化帯は部分的に内帯と重なり 固体瀝青—黄鉄鉱—緑泥石—加水雲母—緑簾石—燐灰石共生が一つの特徴となり しかも固体瀝青は U As Mo 稀には Pb と Cu を多量に含んでいる。

新期卓状地の外因性鉱床

ソ連の新期卓状地の堆積被覆岩（ルーフ）中には多数のストラティフォームのウラン鉱床が分布している。これはすべてが典型的な堆積源鉱床とされていた時代もあったが いろいろな産状が判ってくるに従って可採ウラン鉱体の形成に後生作用が大きく関与していることも明らかになり 現在では後生過程と堆積—続成過程のうちどちらが主要なものであったかによって 後生浸透鉱床と堆積—続成鉱床に2大別され 母岩の構成と鉱石中のウラン随伴元素によって4種に細分されている。

V) 後生浸透鉱床

13型) 炭酸塩層中のバナジン—ウラン 鉱床 地質と母岩 この種の層状ウラン鉱体はさまざまな地質時代の炭酸塩岩中に知られ その中でもとくに詳しく報告されている鉱床は第三系下部統の炭酸塩岩層中のもので その鉱体群はエピヘルシニア期卓状地縁帯堆積岩ルーフ上部に位置している。当該堆積岩ルーフは急斜不整合でもって転位古生層を蔽い 陸成挾炭層とそれを被覆する雑色礫岩・砂岩・シルト岩・泥岩層で構成され その雑色岩層中に石膏・硬石膏・石灰岩・苦灰岩の安定した層が分布し 量的には上部に向って多くなる。鉱体群が集中している卓状地縁帯は堆積岩ルーフの生成後に強いネオテクトニック運動を受けて古生代基盤岩層が山脈—山間凹地系に分かれた部分に相当し その山間

盆地は大規模なもので 油田群を伴っていると記載されている。

当該卓状地堆積岩ルーフの上部炭酸塩岩部分はその堆積相から3帯に分けられている。 すなわち

- 1) 海 浜 相 帯—炭酸塩膠結物を伴った帯赤色陸源岩帯
- 2) 浅 海 相 帯—生物源の魚卵状石灰岩・苦灰岩・泥灰岩帯
- 3) 深 海 相 帯—石膏・泥質苦灰岩帯

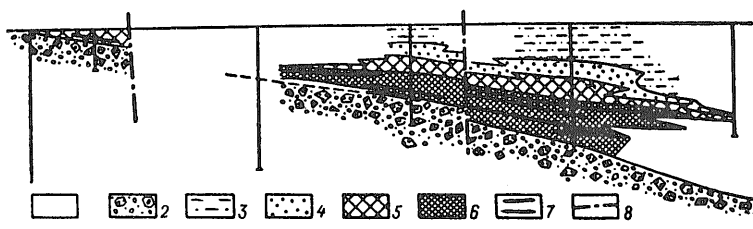
ソ連の13型ウラン鉱床のほとんどは2)の浅海相帯の炭酸塩岩中に分布し 1)および3)の帯に移行するにつれてみられなくなる。

一般にウラン鉱化作用を受けているのは相互に砂—泥層で隔てられた2ないし3層の炭酸塩岩層で それより下位の炭酸塩岩層は通常大量の碎屑とかきながら化石を含んだ生物源—碎屑岩からなり 海水の強い流体力学的条件下で生成し 低品位のウラン鉱体を胚胎しているにすぎない。ウラン鉱体の主体は中位の上記炭酸塩岩層すなわち純然たる生物源—魚卵状石灰岩層中に賦存する。上位の炭酸塩岩層は粘土の間層を挟在した苦灰岩と苦灰岩質泥灰岩からなり 有機物薄層もしくは固体瀝青を随半したウラン鉱体が所によっては認められることがある。

鉱体の形態と組成 13型のウラン鉱床の鉱体は中位の炭酸塩岩層群中に不均等に分布し 通常 その下部岩層から上部岩層に規則的に移り変る含ウラン帯を形作っている (第33図)。

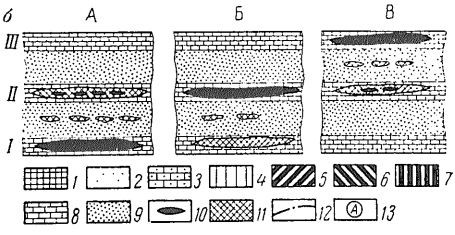
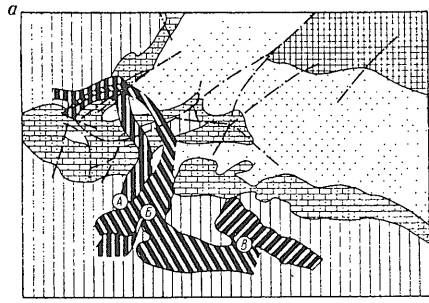
含ウラン帯はさらに貧鉱部と富鉱部で構成され 富鉱部は平面的には複雑な輪郭を示し あるいは長く伸びているものも円に近いものもある。また母岩である炭酸塩岩が箱形褶曲やドーム褶曲をしているため 鉱体には傾斜が比較的緩いものからきわめて急なものまである。母岩を切る断層は鉱体に実際上どんな作用も与えていない (第34図)。

酸化作用深度の炭酸塩岩層ではウランが酸化物の形で賦存し 有機物の存在と密接な関係を有する。そして鉱石中にはウランとともに常にバナジンが存在し 初成



第32図 削刺構造凹地断面中位に賦存する砒素—ウラン鉱床母岩の交代変質 (B. Ф. Гарбузова, Р. Ф. Данковцев, Я. М. Кисляков: 1970)

- 1—灰白色
- 2—赤色層
- 3—外帯のカオリン—炭酸塩鉱物亜帯
- 4—外帯の炭酸塩鉱物—石英—黄鉄鉱亜帯
- 5—内帯加水雲母—緑泥石帯
- 6—鉱化帯 (U・As・Moを随伴する瀝青—黄鉄鉱—加水雲母帯 加水雲母—緑簾石—燐灰石帯 瀝青—黄鉄鉱—緑簾石—緑泥石帯)
- 7—鉱体
- 8—断層



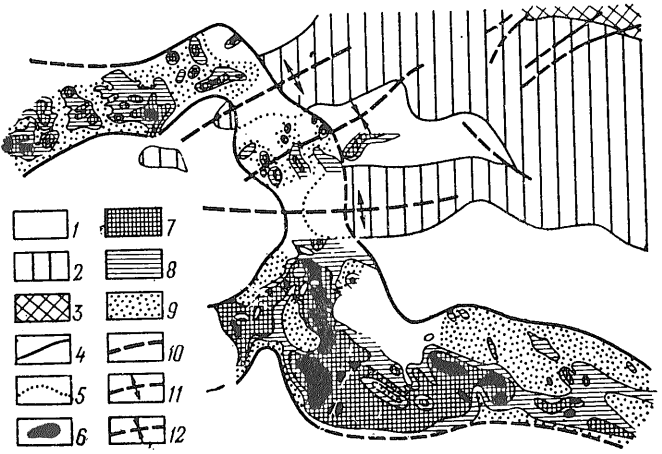
第33図 炭酸塩岩中のバナジウム-ウラン鉱床
 (B. И. Данчев, Т. А. Лапинская : 1966)
 a—上・中・下3炭酸塩岩層の含ウラン鉱帯の形態と分布(平面)
 б—A・B・B 断面における炭酸塩岩層(I—III)のU最大濃集帯の賦存位置位置化(模式図)
 1—古生層 2—中生層
 3—第三系下部層 4—第三系上部層
 5—水平面に投影した上部炭酸塩岩層の含ウラン鉱帯
 6—同じく中部炭酸塩岩層の含ウラン鉱帯
 7—同じく下部炭酸塩岩層の含ウラン鉱帯
 8—炭酸塩岩層 9—砂-泥岩
 10—ウラン富鉱部 11—ウラン貧鉱部
 12—断層 13—断面部

鉱石中では有機物 瀝青ウラン鉱 ウランブラック パトロナイト 黄鉄鉱 白鉄鉱 輝水鉛鉱が密接に共生しウランの一部は濃度の高い瀝青やピッチの中に バナジンの一部はロウパイト ヘウゼットライト パノクサイト コープサイトなどに含まれている。含ウラン石灰岩はところによって液状原油やオゾケライトの滲透を受けているが これは含ウラン瀝青よりも後の生成物である。

初成鉱石中のウランの随伴元素は V Mo Se Pb Ni Co Cu Bi Crであり 含ウラン炭酸塩岩中には主要造岩鉱物(方解石と苦灰石)とともに石英 玉髓 蛋白石と Ca の硫酸塩鉱物・磷酸塩鉱物も認められる。その酸化帯にはウランのバナジン酸塩鉱物・硫酸塩鉱物・炭酸塩鉱物・磷酸塩鉱物(カルノー鉱 チューヤムナイト 磷灰ウラン石 ウラノサライト シュレッキンゲライトなど)が広く発達している。

この13型ウラン鉱床の成因について ソ連では堆積-続成-後生説と後生説の主に2説があり 今なお論争は絶えない。

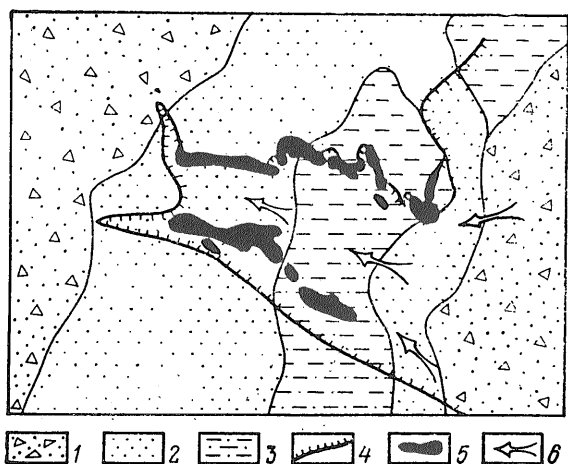
前者の説では 前述の含ウラン帯の形が古水盆の水底



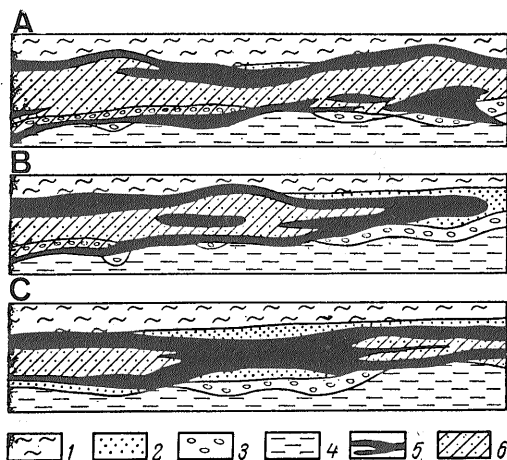
第34図 炭酸塩岩中のバナジウム-ウラン鉱床構成鉱体の形態
 (B. И. Данчев, Т. А. Лапинская : 1966)
 1—第三系 2—中生層
 3—古生層 4—中部炭酸塩岩層(II)含ウラン鉱帯の外形
 5—含ウラン鉱帯の破削剝部 6—9—U品位別鉱体(高品位→低品位)
 10—断層 11—背斜軸
 12—向斜軸

地形に規制され 各層準での同帯の変化はロシア卓状地の磷灰土鉱床にみられる時代的な相変化に酷似するとされ また初期のウラン堆積現象の証拠として微細分散ウラン鉱と細縞状ウラン鉱石の存在 それに不毛炭酸塩鉱物に膠結された含ウラン粘土質礫を含む碎礫構造質石灰岩の存在があげられている。さらに続成作用に起因するものとして 凝結魚卵状鉱石構造の存在 腹足類・斧石類・有孔虫類の殻化石部の瀝青ウラン鉱による交代現象が強調され 後生作用は地下水の力学的性質と化学的性質 瀝青と石油の移動と酸化 岩石の貯溜性(捕集性)に規制されているとしている。

後者の説では 視点が主に産油構造の末端変形部とバナジウム-ウラン鉱床との関係に向けられ ウラン鉱化作用の層序規制が産油炭酸塩岩層の高孔隙率に原因すると解し 含ウラン帯は後生累帯中の1分帯とし 炭酸塩岩層を地下水の移動方向に4帯(1—層状褐鉄鉱化・褪色化帯 2—白色化・溶解・炭酸塩化・黄鉄鉱化帯 3—油水界面に相当するウラン鉱化帯 4—旧油層部に相当する弱変質帯)に分け この累帯構造は産油炭酸塩岩層準に酸素に富む含ウラン地表水が滲透して生じたものと説明されている。すなわち 当該地下水が滲透するにつれ酸素は第一鉄と有機物の酸化に消費され 同地下水中に存在する硫酸塩イオンが分散有機物の生物化学的酸化と白色化岩中での黄鉄鉱の生成に適した条件を作りそして石油炭化水素の局地的な濃集部でウランが石油の重ピッチ・アスファルテン成分に吸着されたか あるい



第35図 可採層準中のセレン-ウラン鉱体の賦存位置
(В. И. Казанский, Н. П. Лаверов: 1974)
1—1時性河流相 扇状地相 礫岩レンズを伴った砂岩
2—沿河床相 河湍相 礫岩レンズを伴った斜層理砂岩
3—氾濫原相 シルト岩レンズを伴った砂岩
4—層状酸化帯境界線
5—鉱体
6—地下水移動方向



第36図 セレン-ウラン鉱体形態図
(В. И. Казанский, Н. П. Лаверов: 1974)
A—層状酸化帯上・下盤側の層状鉱体 C—複ロール状鉱体
B—ロール状鉱体
1—シルト岩 2—雑粒質砂岩
3—礫岩 4—粘土
5—セレン・ウラン鉱体 6—層状酸化帯

は瀝青ウラン鉱の形で沈殿したかのいずれかと解されている。なお パナジウムとニッケルの起源は酸化された石油に求められている。

14型) 陸源層中のセレン-ウラン鉱床
地質と母岩 ソ連の14型ウラン鉱床は乾燥地域に発達した層状酸化帯と分布および成因上関係があるものでソ連では古期褶曲基盤上のあまり変形作用を受けていない新期堆積被覆層中に胚胎されている。一般に擾乱された背斜ドーム部には強く転位した古生代地向斜層が認められ 当該地向斜堆積層は所によって含ウラン地下水の作用を受けていることがある。当該鉱床は一般に背斜隆起の緩斜面 アーテシアン盆地の翼部などに位置している。なかでも 縦走断層によって長い隆起状地塊と舟状盆地とに分けられた単斜構造体が14型ウラン鉱床の生成にもっとも適しているようである。

母岩は陸源堆積層で 砂岩層ないし礫岩層と泥岩・シルト岩との互層からなっている。一般にウランを含有する砂岩・細礫岩・礫岩の膠結度は低く 堆積形式は沖積型 崖積型 湖沼型 浅海型 海浜型とさまざまである。ただし 分級度が低くて粘土に膠結された沖積層・崖積層・洪積層の場合には後生鉱化作用が弱い。

ソ連の14型ウラン鉱床は層序規制も堆積相規制も強く受けてはいないが 非透水層と透水層の互層 有機物など還元剤の存在は強く影響している。後生累帯配列の発達に大きな意味をもっているのは当該地域の構造運動

の安定性である。したがって ソ連で14型ウラン鉱床の累帯配列が最高に発達しているのは構造運動規模が小さい後卓状地性アクチビゼーション地域の場合である。

水理地球化学的条件と後生累帯配列 この14型ウラン鉱床はすべて砂漠気候帯と砂漠-ステップ気候帯の地域に分布している。酸化帯は酸素を含んだ被圧地下水が循環した岩層(灰色)中に発達し 平面・縦断面とも当該地下水の移動方向に長く延びた舌状形を呈する。酸化作用はかなり深い所まで及び ウラン鉱物は当該酸化帯の内縁部付近に沈殿している。

含ウラン層準は何回かの地下水循環廻を経た比較的明瞭な水理地質的パターンを示し 地下水の移動方向に従って 次のような3帯が作られている。

- 1) 正の高いEh値を有する 酸素に富んだ地下水帯
- 2) Eh値が負になるまで急減した地下水帯
- 3) 負の高いEh値を有する 酸素に乏しい地下水帯

このうちの第2帯は還元性を備えた地球化学的なバリエーション部分にウランが沈殿して地下水のウラン含有率が急減する地下水帯である。

上記の水理地球化学的な累帯構造に対応して 上位から下位に次の4帯の後生鉱化帯が認められている。

- 1) 地下水水位より上位の表成酸化帯
- 2) 透水性岩の上記舌状酸化帯
- 3) ウラン鉱化帯

4) 灰色不毛岩帯

鉱体の形態と鉱石の組成 14型ウラン鉱床の鉱体の位置は上記舌状酸化帯の境界に規制され旧河床・古氾濫原などを横断する形で広がっている(第35図)。平面では鉱体群(鉱床)は還元性バリアーに沿って延びかつ曲りくねった帯状を呈する。通常この帯は地下水の移動方向を反映し全体としては鎌状に近いが、鉱体としては「袋状」を示すことが多く、傾斜沿いの下部に向って舌状酸化帯にとって替り、そして当該酸化帯の上位と下位にそれぞれ分れた鉱体を形作っている(第36図)。もっとも単純な形態を示すのは均質砂岩中の鉱体で、地下水が浸透し難い均質堆積層中の場合には鉱体の形態がかなり複雑である。

ウラン鉱物は主として再生ウランブラックで、ときには瀝青ウラン鉱とコッフィナイトが認められることもある。ウランブラックは黄鉄鉱を伴い、常に碎屑を被覆し、あるいは碎屑中の割れ目に浸透し、また膠結物の一部を構成して産出する。鉱体そのものはウラン含有率とウラン鉱物の分布状態によって「黒色鉱帯」と「灰色鉱帯」の2帯に分けられる場合が多い。

「黒色鉱帯」は舌状酸化帯に直接接し、透水性が大きい部分にウラン酸化物の粉状および土状集合として濃集しているもので、鉱石構造は斑状と縞状を呈し、母岩中の粘土の配列に支配され、粘土の薄層と砂岩との接触部がもっともウランに富んでいる。水理地球化学的な資料からみると、「黒色鉱帯」中では現在も地下水からウランが沈殿し、一方前端部では酸化帯の前進にしたがってすでに形成されていたウラン濃集部が消滅しつつあるといえる。

「灰色鉱帯」はウラン鉱物の分散体が主体で、したがって微鉱染構造が発達し、ウラン含有率の低い地下水から現在もウランの沈殿が続いている。なお、鉱体の傾斜延長部にはウラン含有率0.0n—0.00n%の灰色変質岩が広がっているが、さらに深くなると認められなくなる。

含ウラン層準はウランだけでなく、セレンにも富んでいる。セレン鉱物はウランの場合の還元性バリアーの上位と下位に濃集しているが、酸化岩層中ではセレンが主として自然セレン(*γ*型)と含セレン褐鉄鉱の形でウラン鉱化帯中では自然セレンと含セレン黄鉄鉱の構成成分として賦存する。全体としてみれば、ウラン鉱化作用は酸化岩層の傾斜方向に向って比較的セレンに富んだ鉱化作用に移り変っている。これはセレン化合物が還元される場合、ウランよりも高いEh値が必要なためと解されている。

最近、ソ連の14型ウラン鉱床で炭酸塩—瀝青型の後生変質体が発見された。この変質は瀝青化、黄鉄鉱化、炭酸塩化などで、大量の炭酸ガスと還元性物質が関与して段階的に形成され、背斜構造のプランジに発達し、断層との結びつきが大きく、実際上ウランに不毛か、もしくはウラン鉱化作用は微弱である。

以上の諸事実から、ソ連の14型ウラン鉱床の成因は還元性の地球化学的バリアーの形成を準備した炭酸ガス—瀝青物質上昇過程および舌状酸化帯とウラン鉱体を形成した酸素に富む地下水の下降過程の組合せとされている。

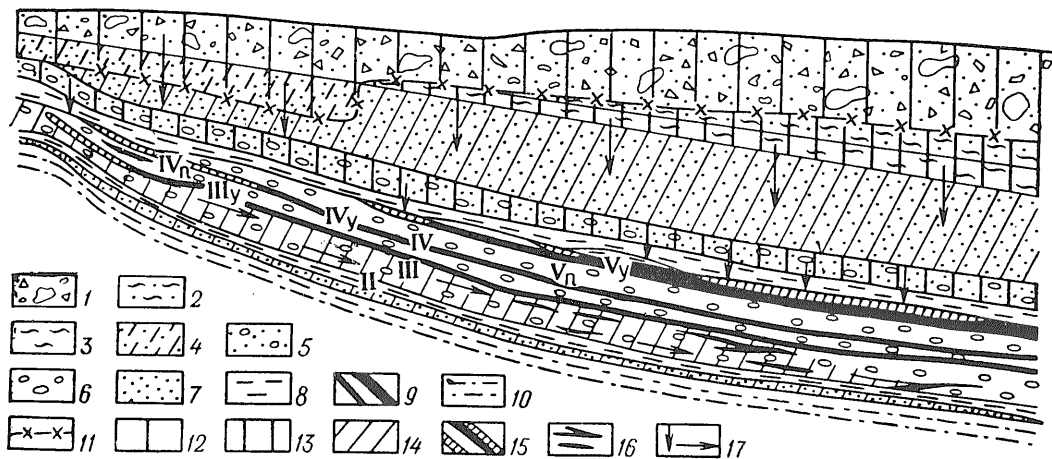
15型) 夾炭層中のウラン鉱床

地質と母岩 夾炭層中のウラン鉱床の生成条件についてはA. A. コヴァレフの論文(1970)に詳しい。彼が研究した鉱床は後ヘルシニア期卓状地地域の沈降凹地縁部に賦存するものである。当該凹地をとりまく山系は中性および塩基性組成の古生代噴出岩・火砕岩からなる。夾炭層は厚さ80mから200mで、中生代前期の砂岩・シルト岩上に不整合に分布し、中生代後期と新生代の陸成陸源岩層に被覆されている(第37図)。

当該夾炭層は堆積輪廻にそれぞれ対応した5層の周期的堆積層からなり、各周期的堆積層の基底には砂と泥に膠結された細礫質礫岩が分布し、その上には中粒質・細粒質の河床成と氾濫原成の砂岩が、そしてその上に炭層を伴った灰色シルト岩が分布している。凹地の中心に向って夾炭層の厚さは厚くなり、凹地縁部近くでは古期の浸蝕によって一部が消失している。夾炭層がもっとも厚いのは上位の周期的堆積層の部分で、凹地の端に向って薄化するとともに石炭の灰分が増し、炭層が炭質シルト岩層に移り変っている。石炭そのものは原地性の褐炭—瀝青炭移過型に相当し、浅い湖沼での生成体である。夾炭層は一般に緩傾斜(3—10°)である。

夾炭層の後生変質とウラン鉱化作用 当該夾炭層の構成岩には、次のような3タイプの後生変質がある。

- 1) 沈降凹地端部の第四紀扇状地大礫質堆積層下(深度90—100m)の表成酸化帯。
- 2) 14型ウラン鉱床の場合と同じような、厚い舌状酸化帯。ジュラ系上部統の不整合直上礫岩層に3—7kmにわたって拡がり、当該酸化帯の尖滅部付近では3帯の地球化学的な累帯配列(酸化帯、酸化—還元帯、還元帯)が認められ、そのうちの酸化—還元帯でウラン鉱化作用が顕著である。
- 3) 第V・第IV周期堆積層各上部部層中のジュラ系上部雑色礫岩、砂岩堆積期の地下水作用で生じた古酸化帯。



第37図 夾炭層中のウラン鉱床模式断面図 (A. A. Ковалев: 1970)

- 1—扇状地第四系礫層
- 2—新第三系砂・泥層
- 3—古第三系赤色砂層
- 4—白垩系上部石英・長石砂層
- 5—ジュラ系上部赤色礫岩・砂岩層
- 6—ジュラ系中・下部夾炭層礫岩
- 7—ジュラ系中・下部夾炭層ポリミク質砂岩
- 8—ジュラ系中・下部夾炭層シルト岩
- 9—褐炭
- 10—三疊系上部泥岩・シルト岩・砂岩
- 11—表成酸化帯境界線
- 12—表成酸化帯
- 13—赤色層 風化殻
- 14—酸化一次性灰色層
- 15—炭層中のウラン鉱体
- 16—砂岩・礫岩中のウラン鉱体
- 17—鉱化作用を与えた地下水の推定滲透方向

(ローマ数字: 夾炭層の周期的堆積層番号 y: 炭層指標 n: ウラン鉱化砂岩)

2)と3)の後生変質はウラン鉱体の主要生成タイプ2種にそれぞれ対応するが とくに2)の後生変質に関係した鉱体は形態が多様で 主として第I—V周期堆積層の砂岩に胚胎されている。 その中でもっともウラン濃集度が高いのは鉱体が「袋状」を呈する部分で 稀には傾斜方向に2つに分れた鉱体の上翼部と下翼部に富鉱体が生じていることもあるが その場合の鉱体は板状でたとえば砂岩とシルト岩の境界のような岩石の透水性が急変する部分に位置している。

一方 古期酸化帯のシャープな板状ウラン鉱体として稼行されているのが第IV・第V周期堆積層上部層のものである。

酸化帯中に産出するウラン鉱物はウラノフェーン 一次鉱化帯では瀝青ウラン鉱が主で コッフィナイトとウランブラックも認められる。 砂岩中では瀝青ウラン鉱が黄鉄鉱とともに膠結物中に濃集し 石炭中では黄鉄鉱・方解石と共生している。 また酸化物のほか かなりのウラン(U全量の33—60%)が石炭に吸着されている。

なお ウラン鉱石中には Se Mo Ge Re が比較的多く 微量成分としては Ti Zr Ba Mn V Ni Cr Pb が認められている。

VI) 堆積—続成鉱床

16型) 魚類化石を伴う粘土中の稀土類—ウラン鉱床
ソ連の16型ウラン鉱床は堆積鉱床としてもユニークなもので 魚の化石と黄鉄鉱・メルニコバイトを多量に伴った粘土層に胚胎されている。

地質と母岩 鉱床とその付近は海成層からなり 同海成層は後卓状地性浅海水盆地条件下で堆積し 基盤岩層とは緩斜不整合で接している。 ウラン鉱層は同海成層の一部を構成して暗灰色粘土層の上位に弱い侵蝕面で境されながら分布し 黒色を呈し 魚類化石片と硫化鉄を豊富に伴い 緑灰色粘土層に蔽われている。

この含ウラン粘土層は所によって1層の場合も2層の場合もあり 静かな堆積環境であったため鉱体の安定度はきわめて高いのが通例であるが 鉱床田の規模でみると若干の変化がみられる。 たとえば 鉱床田の縁部で鉱体が数層の薄層に分かれていることがあり 同時に含ウラン魚類化石の破片が小さくなり さらに同化石破片を伴った層も薄化していることが多い。

当該ウラン鉱層中の魚類化石を伴っていない間層もしくは少量しか伴っていない間層の厚さは一般に数mm以下である。 またほとんど全部が魚骨と魚鱗の化石だけで構成された薄層もみられ ときには鉱層中に植物化石

と炭質物小レンズが認められることもある。そのほかの粘土層部分はすべていちじるしく黄鉄鉱・メルニコバイトに富んでいる。各堆積輪廻の下部堆積物中に魚骨破片が多くかつ大型であるが上部になるほど同破片の量・大きさとも減少し ついには魚類化石を産しない粘土層になっている。

鉱体の形態と鉱石の組成 可採鉱体となっているのは不毛粘土間層がきわめて薄くほとんど単一堆積相構成の粘土層の部分で 鉱体としての鉱画は可採限界ウラン品位線で囲まれた範囲である。鉱石は粘土物質（主に加水雲母）45—48% 黄鉄鉱とメルニコバイト30—32%を主体とする。

鉱体の賦存位置については次のような規則性がある。

- 1) 鉱体は堆積成隆起状卓状地構造帯付近 正確にはその緩斜面に分布する。
- 2) 当該隆起部は含ウラン魚骨破片の堆積期にはすでにドーム状ないし長楕円状形態を備えていて 緩傾斜の島もしくは海面下の砂洲であったと思われる。
- 3) 鉱体そのものの部分は隆起状構造の斜面上の緩やかな凹地であったと解される。
- 4) 鉱体の緻密部分は隆起状構造の頂部付近に位置し そこでの母岩層の総層厚は隆起状構造体から遠い部分の場合よりも薄い。
- 5) 鉱体の形成過程で重要な意味をもっていたのは流路が比較的安定していた河流で それを証明するものとして層間の水蝕を示す現象 魚類骨格の揃った化石の欠除 分級度の高い魚類骨片化石の分布があげられている。

主なウラン含有体は炭酸塩鉱物と弗素磷灰石からなる魚類の骨・鱗・鱗化石の破片である。その骨片の空隙はウラン含有率が高い有機物に また炭酸塩鉱物・硫化物・加水雲母に ときには天青石にも充填されている。このような魚類化石はウランのほか Sc Yt Yb Ce その他の稀土類元素含有率も高い。ごく一部のウランは炭化した植物化石中にも含まれ さらに黄鉄鉱とメルニコバイトの集合体中にきわめて微細な酸化ウラン鉱物の単体分離物が認められることもある。

黄鉄鉱とメルニコバイトは0.0n% 台の Mo・Co・Ni・Zn・Cu・Pb・Asを含有し 稀ではあるが輝水鉛鉱 瀝青ウラン鉱 黄鉄ニッケル鉱 方コバルト鉱 サフロライトを伴っていることがある。鉱体の酸化した露頭中には多くの二次鉱物が生じていて その中にジャロサイト 石膏 磷灰ウラン石がみられる。



第38図 河畔の露出で 仕事また仕事 夏の一刻 値千金

一般には上記の魚類化石は古期泥質岩の水蝕に伴い陸地から河川によって水盆に運搬されたものと考えられそして 同化石が海浜で再水蝕・破碎される過程で同化石中にごく少量残っていたゴム状物質が海水からウランとトリウムを吸着したと解されている。一部では火山活動で魚が大量に死に 同時に新しい島が生じたものと考えられているが その証拠としてはウラン鉱体中のAs含有率が高いこと 同鉱体中に火山灰が含まれていることなどが挙げられている。

ウランの起源はいずれにしてもウラン含有率の比較的高い海水とされ その他の元素については長期蓄積説と火山性熱水供給説が提起され まだ固まっていない。

なお 魚類中のウランの蓄積については 最近 その生活の中でウランの一部が魚体中にとり入れられたとする説が展開されつつある一方 魚類化石中のウラン含有率が小さい破片の場合ほど高いことから 魚の死後にそれが破碎・水蝕される段階で U (Sc と稀土類も) が濃集したとされ さらに鉱体中に続成起源の含ウラン団塊が存在することもそのような蓄積作用の証明とされている。

おわりに

以上でソ連のウラン鉱床についての解説を終る。鉱量・品位あるいは規模を具体的に示し得なかったことはもちろん 鉱床名まで挙げ得ないのは心残りである。

しかし 今まで断片的にしか得られていなかったソ連のウラン鉱床に関する認識を総合化することによって我が国の当該鉱床の調査研究およびエネルギー資源問題にたずさわる人々に資し得るとすれば 本稿も意義あることになる。それを願いながら ペンをおく次第である。

(おわり)