
原 著

島根県大田市附近の含ウラン鉱泉とウラン鉱床

東海大学海洋学部* 杉 山 隆 二

(昭和52年7月12日受理)

Uranium-containing Mineral Springs and Uranium Ore Deposits, in the Vicinity of Ôda-city, Shimane Prefecture.

Riuji SUGIYAMA, D. Sc.

Faculty of Marine Science and Technology, Tokai University

Abstract

Ikeda radium-containing mineral spring in the vicinity of Ôda-city was very famous as the strongest radioactive spring in Japan. In the environs of Ikeda, chemical analysis of uranium contents of some mineral springs were performed, and abundant content of $51\gamma/l$ was caught in Kobayashi spring, and in Asahara spring a maximum content reached $68.5\gamma/l$. The locations of these high uranium-containing mineral springs are along the faults, between aplitic granite (Yugakae intrusives) and Asahara beds (Oda formation of middle miocene), or across the basin of Asahara beds.

Founding on the results of the intimate relation between Misasa uranium-containing thermal spring and Ningyô-tôge type uranium ore deposits in Tottori prefecture, and expecting the existence of uranium ore deposits in the basin of Asahara beds, the investigations near Asahara spring were carried out. And, the method was acquired to find the hidden crops of latent uranium ore deposits lying under-ground, by chemical prospects of uranium-containing mineral springs.

1. ま え が き

この報文は、筆者が岡山大学温泉研究所（鳥取県三朝町）に在勤していた昭和37年8月に、島根県大田市三瓶温泉において行われた原子力学会第1回資源探査分科研究討論会で、その要旨を講演発表したものである。しかし、その後、その本文を公表する機会を失って今日に到った。

今回第30回日本温泉科学会大会の一般講演で、10数年を経た古い資料ではあったが、その概要を紹介した。

三朝温泉は古くから放射能泉として有名である。元来の三朝温泉は、優白ペグマタイト質黒雲母花崗岩（いわゆる「小鴨花崗岩類」で、概ね6000万年位前に進入した岩体と考えている）中の割目を上昇して来て溢出した温泉水が、三朝川の旧河道に沿って河岸段丘砂礫層中を流れている型式（自由地下水型）のものが大部分であった。しかし、試錐によって花崗岩中の割目（温泉脈）から直接採湯している型式（泉脈型）のものが、次第に多くなって来ている。

* 清水市打戸1000

阪上正信^{*1}は、三朝温泉その他の鳥取県中部地区の温泉群について地球化学的研究を行っていたが、特に、これらの温泉群の温泉水中や附近の地下水・地表水中のウラン・ラジウム・ラドンの含有量を定量し、その平衡関係を検討していた。そして、一般には、娘元素が平衡以上に含有されていることがかなり多いが、一方、ウランを多く含むものも見出された。三朝温泉については、泉脈型のものが、自由地下水型のものに比べて、ウラン含有量が多く、15~20 γ/l を示すものもある。そのウランの起源については、三朝層群基底部の含ウラン堆積層を浸透して来た天水が、鉱床からウランを溶脱し、花崗岩中の割目を下降・移動して来たと考え、その含ウラン冷地下水が、地下深所から割目を昇騰して来た温泉水に会合、混入して、含ウラン温泉を生成したと解釈した¹⁾。なお、三朝温泉の泉脈をなす割目を北東方に延長・追跡すると、恋の谷を経て、羽衣石(うえし)地区の波関(なんぜき)峠西方のウラン鉱床に達する。

上記の三朝温泉の地球化学的・地質学的考察に端を発して、阪上は昭和35年に島根県大田市三瓶火山周辺の温泉・鉱泉群(志学・湯抱・池田など)の検討を行った。そして、池田鉱泉に近接し、新第三紀中新世の地層と基盤花崗岩との境界に位置する小林鉱泉が、51 γ/l の異常に高いウラン含有量を示すことを知った。(第2表)

筆者は、昭和35年、阪上および当時の原子燃料公社(原燃)の佐藤学而^{*2}・福岡勇雄^{*2}・花田克己^{*2}の諸氏と共に、大田市池田鉱泉・小林鉱泉を中心とする一帯の地質概査を行った。また、鉱泉水や附近の湧水・沢水などについても、ウラン含有量を定量した。(第3表)その結果、小林鉱泉・浅原(あさばら)鉱泉・忍原(おしばら)熊取鉱泉一帯に、半花崗岩質花崗岩(放射能強度がバックの2~3倍程度の高いカウントを示す、中新世前期の花崗岩類)、およびいわゆるグリーン・タフ(緑色凝灰岩)層などの基盤を不整合に被って、小盆地状の中新世中期の地層(「浅原層」と仮称)が発達しており、鉱泉群はこの小盆地状の浅原層を切る北東-南西方向の断層に沿った割目より湧出する鉱泉であることを知った。そして、浅原層の小盆地状構造の周縁部に位する小林鉱泉および忍原上鉱泉・忍原熊取鉱泉のウラン含有量は、それぞれ42 γ/l および22.5 γ/l ・19.5 γ/l であったが、その中心部に位する浅原鉱泉は、68.5 γ/l という異常に高いウランの濃集・含有を示した。一方、花崗岩その他の基盤岩中の鉱泉は、概ね数 γ/l 程度の含有を示すに過ぎない。更に、浅原層の不整合面附近の基底砂岩礫岩層中の湧水と、花崗岩その他の基盤岩中の湧水とを比較すると、ウラン含有量は、前者が0.数 γ/l であるのに対して、後者では0.0数 γ/l と一桁の差異が認められる。(第3表)

昭和36年、筆者は渡辺晃二^{*3}・奥野孝晴^{*4}と共に、大田市一帯の広域に汎る地質調査および浅原鉱泉附近の鉱床調査を行い、鉱泉附近の基底砂岩礫岩層中に最高120 γ/g のウラン量を有する粘土脈を発見した。(第4表)また、忍原峡の浅原層基底砂岩礫岩層中にバックの3倍程度の放射能強度の異常を認めた。

昭和36年末より、地質調査所によって試錐探査が行われ、浅原鉱泉附近において、2本の試錐が掘さくされた。その試錐調査の結果、浅原鉱泉附近の小盆地状浅原層の基底近くの砂岩礫岩層中には、ウランの濃集が行われていることが判った。しかも、地表に露出する不整合面附近では、顕著な放射能異常が認められない。既ち、これは1種のウランの潜在鉱床であると見ることが出来る。

*1 当時は岡山大温研、現在は金沢大学理学部化学教室

*2 現在は動力炉核燃料開発事業団(動燃)

*3 当時は岡山大温研、現在は信州大学理学部地質学教室

*4 当時は原燃・岡山大温研研究員、現在は動燃事業団

第1表 層序(火山層序)

地		層		岩		層	
統(層群)	果層	部層		外成	碎屑堆積岩層	火山岩熔岩流とその火砕岩層・火成岩類	
更新統		砂山砂層 高位段丘砂礫層		砂層, 粘土層を挟む(軽石を含む) 砂礫(山砂利)層			
出雲層群	中新統上部層	波根累層	仙山層 } 田儀層(米待層) 立神高層	礫岩~火山円礫岩層 黒色頁岩層		(安山岩礫)	
				礫岩・砂岩・頁岩の互層		玄武岩~安山岩とその火砕岩層	
石見層群	中新統中部層	大田累層	(久利層) 朝山層	黒色頁岩層 砂岩礫岩層(軽石を含む)		斜長流紋岩とその火砕岩層* (仏経山流紋岩)	
			魚津層	砂岩礫岩層, 頁岩層の薄層		石英安山岩とその火砕岩層* (所原石英安山岩)	
			鍋谷層	砂岩礫岩層		石英安山岩質安山岩とその火砕岩層*	
			(久利層) 浅原層 (川合層)	黒色頁岩層 砂岩礫岩層(基底礫岩層)		玄武岩~安山岩とその火砕岩層*	
	中新統下部層	佐摩累層	上部層	頁岩層, 凝灰質頁岩層, 砂岩層を挟む (葉理を示すことあり)		流紋岩とその火砕岩層*	
			下部層	頁岩層, 砂岩層を挟む		玄武岩~安山岩とその火砕岩層*	
		湯抱	酸性のもの			石英斑岩, 花崗斑岩~半花崗岩質花崗岩, 花崗岩, 時に流紋岩	
			基性のもの			玢岩~輝緑岩, 閃緑玢岩~閃緑岩, 石英閃緑玢岩~石英閃緑岩	
	漸新統上部層?	君谷累層	上部層	頁岩層, 砂岩層を挟む		流紋岩とその火砕岩層*	
			下部層	頁岩層		玄武岩~安山岩とその火砕岩層*	
基盤花崗岩類				主に人形峠花崗岩類(粗粒)			

*いわゆる緑色凝灰岩層

粗粒の優白質黒雲母花崗岩ないし角閃石黒雲母花崗閃緑岩で, 浅原・野城の北東方, 富山・奥田儀一帯にかけて広く分布している。勿論, 鳥取県下で「奥津花崗閃緑石類」(1億数千万年前に侵入したと考えている古期の花崗岩類)としたものに対比される部分もあるが, 大部分は著しい加里添加作用をうけて, 微斜長石によって特徴づけられており, 「人形峠花崗岩類」とすべきものが多い³⁾ 部分的には, 「小鴨花崗岩類」とすべきところもある。しばしば黒雲母石英閃緑岩の小捕獲岩が認められる。野城の北方, 堂原の花崗岩は著しい粘土化(モンモリロナイト化)をうけ, 附近には含ウランの異常(2 γ /g程度)が後述するように認められた。

2-2 君谷累層(漸新統か)

2-2-1 下部層

君谷累層下部層は, 玄武岩ないし安山岩の熔岩流とその火山碎屑岩層(凝灰岩~凝灰角礫岩層)よりなり, 硬い頁岩層, 時に砂岩層を伴っている。君谷別府附近より, 湯抱温泉口までの間の尻無川に沿って分布し, ここでは後期の石英閃緑岩ないし花崗閃緑岩や閃緑玢岩などによって貫かれている。

2-2-2 上部層

君谷累層上部層は, 流紋岩の熔岩流とその酸性火山碎屑岩層(凝灰岩~凝灰角礫岩層)とより

なり、また、硬質頁岩層を狭んでいる。忍原・中山附近より君谷別府に至る間の尻無川沿いに分布しており、ここでは半花崗岩質花崗岩やその他の基性岩脈類によって貫かれている。姫谷の南の石切場東方バス道路に沿う露出では、砂岩層を挟む頁岩層が基性岩脈に貫かれている。そして、ここではこれを浅原層の砂岩礫岩層が不整合に被っている。鶴降（つるふり）山の北方では、硬質頁岩層が閃緑岩ないし閃緑玢岩に捕獲されているが、その分布は小さい。芋原北方においても、半花崗岩質花崗岩などに捕獲された硬質頁岩層が小分布を示している。

今村外治^{*7}らは、これらの地層を浜田附近の「田府層」、出雲市附近の「波多層」、安来附近の「京羅木層」に対比している。この地域の君谷累層は、半深成岩ないし脈岩類の貫入をうけて捕獲されており、著しく変質して硬質のことが多い。硬質頁岩層（時に砂岩層）のほかは、外成碎屑堆積岩層が割に少ない。そして、この累層の主体をなす火山碎屑岩層は概ね緑灰色ないし緑色を呈し、いわゆる「グリーン・タフ層」である。筆者は、この君谷累層を佐渡の相川累層に対比して、古第三紀漸新世の地層かと考えている。

2-3 湯抱火成岩類

湯抱火成岩類は、半深成岩ないし深成岩の岩相を呈する塊状の複合貫入岩体をなし、その岩相の変化が著しい。

2-3-1 中～基性のもの

湯抱火成岩類のうち中～基性のものとしては、玢岩ないし輝緑岩、閃緑玢岩ないし閃緑岩、石英閃緑玢岩ないし石英閃緑岩があり、湯抱の北方から鶴降山一帯に大きな岩体をなして分布している。また、忍原より萩原に至る間にも、しばしば次に示す半花崗岩質花崗岩と共に分布している。

2-3-2 酸性のもの

湯抱火成岩類のうち酸性のものとしては、石英斑岩・花崗斑岩ないし半花崗岩質花崗岩、花崗岩、時に流紋岩がある。瓜坂・程原から小林鉱泉・芋原・池田の一帯にかけて分布し、また、忍原の南東方中山附近や畑から萩原にかけて分布している。そして、後述する浅原層に不整合に被われ、ウラン鉱床の生成と密接な関連をもつ基盤をなしている。

これらの湯抱火成岩類は、芋原附近などにおいて、前記の基盤花崗岩類を貫いており、また、君谷累層をも貫いて、これに珪化その他の変質を与えている。前述のように、半花崗岩質花崗岩は、バックの2～3倍の高カウントの放射能強度を示し、不整合にこれを被う浅原層の基底砂岩礫岩層中には、多くのこの岩石の碎屑を含み、浅原層中のウラン鉱床も亦これと密接な関連を有するものと考えられる。

2-4 佐摩累層（中新統下部層）

2-4-1 下部層

佐摩累層下部層は、玄武岩ないし安山岩の熔岩流とその火山碎屑岩層（凝灰岩～凝灰角礫岩層）よりなり、火山岩熔岩流はしばしばプロピライト化をうけている。亀谷や大森町から下佐摩・市原附近、畑附近などにかけて、点々と銀山川に沿って分布し、また、その以西においても、しばしば島嶼状をなして、上部層中に突出して小分布の発達を示している。この附近一帯では、外成碎屑堆積岩層はほとんど伴っていない。鶴府では、前記の湯抱火成岩類の閃緑玢岩ないし閃緑岩の上に、プロピライト化した安山岩熔岩流とその火山碎屑岩層（凝灰角礫岩層）とよりなる佐摩

*7 当時は広島大学、現在は広島大学名誉教授

累層下部層が不整合に乗っており、更に、それを次に述べる浅原層基底の砂岩礫岩層が不整合に被っている。この附近はトレンチによって精査している。

2-4-2 上部層

佐摩累層上部層は、流紋岩熔岩流とその火山碎屑岩層（凝灰岩～凝灰角礫岩層）とよりなり、しばしば層理の顕著な凝灰質頁岩層や時に砂岩層を伴っている。上部層は、川合・戸倉・戸蔵・亀谷・上佐摩の線より北西方に、そして、静間川より南西方に広く分布・露出している。層理面は、概ねゆるく北西方に傾いており、北西方ほど一般的には上位の地層が来るが、その間いくつかの波状を呈している。流紋岩熔岩流は、概ね上部層の上部近くに貫いて来て流れたものようであり、この流紋岩熔岩流附近の頁岩層を帽岩とした部分に、しばしば石膏鉱床（時に黒鉄鉱床）が認められる。そして、石見石膏・鬼村石膏・松代石膏などの石膏鉱床はみなほぼ同じ層準にあると考えられる。長谷附近では、下位層を欠き、上部層の流紋岩熔岩流とその火山碎屑岩層とが、上記基盤花崗岩類を不整合に被っており、石膏鉱床を伴っており、その上部には層理の顕著な凝灰質頁岩層と凝灰質砂岩層とが薄い互層をなしている。この互層は或は湖底堆積層かと考えている。

佐摩累層は、いわゆる「グリーン・タフ層」であって、出雲地方の玉造温泉附近の「玉造層」は、その上部層に対比し得るものと考えている。玉造温泉附近では、流紋岩熔岩流とその火山碎屑岩層とよりなる玉造層の基底部に砂岩礫岩層があり、これが直接基盤花崗岩（粗粒）を不整合に被っている。

2-5 大田累層（中新統中部層）

2-5-1 浅原層

(1) 基底砂岩礫岩層

大田累層浅原層の基底には、厚さ70m以上にも達する厚い砂岩礫岩層がある。そして、これがウラン鉱床を胚胎している。しばしば炭質物に富む部分があり、また、忍原の南方の石切場附近や芋原の南西方ないし西方などでは、著しい珪化や黄鉄鉱化が認められる。砂岩礫岩層の分布は、忍原附近から芋原西方を経て浅原・野城にかけて発達している。また、川合から高松地あるいは吉永・野田にかけても発達している。鶴府附近から池田鉱泉附近にかけて、山峰頂部に乗って随所にこの地層が分布しているが、その不整合面をトレンチ調査によって詳細に追跡し、その分布がよく判った。この砂岩礫岩層は浅原層堆積の初期のもので、いわゆる基底礫岩層であり、この地層の分布は、沈降・海進初期の当時の河口近くの海浜を表示しているものと考えている。

この地層を、今村らは、「川合層」として、附近一帯の「緑色凝灰岩層」（「石見層群」）の基底としているが、筆者は上述のように、佐摩累層・君谷累層を不整合に被うものと認めた。

(2) 黒色頁岩層

上記の基底砂岩礫岩層の上位に整合的に黒色頁岩層が累重しているが、しばしば薄い砂岩層を伴っている。また、次に述べる玄武岩ないし安山岩の熔岩流とその火山碎屑岩層とを伴っている。浅原附近では、その基性火山噴出物をほとんど伴っていないが、大谷・鶴府口より鶴府に登る新道に沿っては、これをよく観察することが出来る。黒色頁岩層は、忍原・浅原・川合・高松地や野田の西方などでは、前記のように、その下位に基底砂岩礫岩層を伴うが、戸蔵附近や久利・鬼村附近などでは、下位の砂岩礫岩層を欠除して、頁岩層が直接基盤の佐摩累層上部の緑色凝灰岩層を不整合に被っている。この場合、不整合面上には、緑色凝灰岩の2次堆積物が乗っており、一見整合的に見えることが多い。

浅原から忍原・戸蔵・萩原にかけて分布する浅原層が、1つの盆地状ないし溝状の凹地帯を示

し、更に、吉永・野田より久利・鬼村にかけて分布する浅原層が、別の溝状凹地帯を示し、これらの2つの凹地帯（チャンネル）の浅原層は1種の溺谷堆積層かと考えている。後者の地帯の浅原層黒色頁岩層は、いわゆる「久利層」の標式的露出地のものであり、附近の緑色凝灰岩層と整合的に累重するものと考えられていたが、筆者は、上記のように、これを不整合に被うものと考えしている。

(3)玄武岩ないし安山岩熔岩流とその火山碎屑岩層

五十猛附近から大田の北方を経て長谷・堂原・多伎にかけて、玄武岩ないし安山岩熔岩流とその火山碎屑岩層を主体とする相当に厚い地層が発達している。堂原附近以東においては、その基底部およびその少し上位に薄い砂岩礫岩層と僅かに頁岩層とを伴っている。この地層は、出雲地方の「大森層」に相当し、石見石膏鉱山においても、これを「大森層」に対比して取り扱っている。しかし、この火山活動は、筆者の浅原層に属するものであり、大谷・鶴府口より鶴府に登る新道にて、浅原層の黒色頁岩層に伴うものと全く同じものである。北方地域のものは、砂岩礫岩層や頁岩層をほとんど欠除しており、東部では、基盤花崗岩を、西部では、佐摩累層上部層を不整合に被っている。そして、この地域では、北方には激しい火山活動による噴出物が陸の基盤を被い、西方および南西方には外成碎屑堆積物が基盤中の放射状チャンネルの溺谷を埋めて堆積したと考察される。

2-5-2 鍋谷層

この調査地域外の北東方に厚く広く発達している地層で、山陰本線田儀駅の南東方約4kmの鍋谷附近をその標式的露出地としている。鍋谷層は石英安山岩質安山岩熔岩流とその火山碎屑岩層を主とする地層である。調査地域内では、その北東端部に僅かに分布を示すに過ぎないが、畑・本谷附近においては、その基底部に可成り厚い砂岩礫岩層が発達しており、これが前記の浅原層の中～基性火山碎屑岩層を不整合に被っている。この砂岩礫岩層は、東方調査地域外に行くと欠除しており、この部分は、浅原層堆積後・鍋谷層堆積前の1つのチャンネルと考えられる。この鍋谷層を後記する朝山層が不整合に被うことは、東方地域外で明らかに認められるが、次に示す魚津層との関係は不詳である。しかし、出雲市南方などにおいて、魚津層の石英安山岩に類似する石英安山岩が発達し、これが鍋谷層の東方延長を貫くから、一応鍋山層を魚津層の下位のものとする。

2-5-3 魚津層

山陰本線五十猛駅と静間駅との間の北側、即ち、海側に沿って石英安山岩質の凝灰角礫岩層（熔結凝灰岩層か）が発達しており、その基底部には、砂岩礫岩層・頁岩層の薄層を伴っていることがある。これが、前記の「大森層」と呼ばれている浅原層の安山岩の地層を被っている。この分布は小地域である。

2-5-4 朝山層

(1)砂岩礫岩層

大田の南方、行恒附近や稲用（いなもち）附近などに、砂岩礫岩層が発達している。前記の浅原層の砂岩礫岩層（「川合層」）に比べると、基質部が酸性凝灰岩質であり、軽石を含み、またしばしば流紋岩質凝灰岩層を挟んでいる。これは明らかに久利附近の頁岩層（「久利層」）の続きを不整合に被っている。

(2)斜長流紋岩熔岩流とその火山碎屑岩層

砂岩礫岩層の上位に、時に斜長流紋岩（曹達流紋岩）の熔岩流を挟むその火山碎屑岩層が整合的に重なっている。斜長流紋岩質凝灰岩ないし凝灰角礫岩層よりなり、これも亦いわゆるグリーン・タフ（緑色凝灰岩）層である。朝山附近では、これはやや厚く発達している。大田の西方、稲

用附近などでは、その南縁が上記の様に砂岩礫岩層の上に整合的に乗っているが、その北縁の静間北東方では、砂岩礫岩層を伴わず、これが直接浅原層の基性火山碎屑岩層を被っている。更に、北側の新田より鳥越にかけて、浅原層の北東—南西方向の軸をもつ1つの背斜の北翼に、再び浅原層の基性火山碎屑岩層を被って、砂岩礫岩層を伴わずに、この酸性火山碎屑岩層が発達している。これは北東方の涼見(すずみ)・朝倉・城蓮(じょうれん)に延長してやや広く分布しており、この附近では、下位の浅原層の基性火山碎屑岩層(粗面岩質安山岩の熔岩流を伴う)の上に整合的に累重している。

(3) 黒色頁岩層

城蓮・朝山より田長(たのさ)にかけて、田儀・波根間バス道路に沿って、上記の斜長流紋岩質火山碎屑岩層の上に、整合的に黒色頁岩層が重なって来る。今村らは、この頁岩層をも「久利層」としているが、これは久利附近の頁岩層と見掛けは類似しているが、全く層準を異にするものである。

浅原層より鍋谷層・魚津層・朝山層へと、基性より中性を経て酸性に至る一連の火山活動の輪廻が認められる。それらの諸種の火山岩熔岩流を挟むそれらの火山碎屑岩層は、しばしば外成碎屑堆積岩層を伴って、順次にオーバーラップしながら堆積したものである。そして、その基底部には基底砂岩礫岩層(「川合層」)があり、それぞれの部層の基底にもしばしば基底砂岩礫岩層を伴う。しかし、一般的には、漸次沈降しており、上部程頁岩層に富んでいる(「久利層」)。下部の浅原層の基性火山岩も、しばしば粗面岩質であるが、上部の朝山層の酸性火山活動が、この地域では斜長流紋岩(曹達に富む流紋岩)であることが特徴的である。一般に、酸性火山活動の著しい時期には、その地域は隆起・海退を行っており、基性火山活動の時期には、その地域は沈降・海進を行っている。しかし、酸性火山活動が曹達に富む火山岩、例えば粗面岩や斜長流紋岩などの場合には、火山岩岩漿の流動性に起因すると考えているが、隆起・海退が行われず、むしろ沈降が進んでいる。2つ以上の火山活動の輪廻が、1つの堆積の輪廻に対応している場合は、酸性火山活動が欠除しているか、或は酸性火山活動が曹達に富み流動性の火山岩岩漿であったかである。大田累層においても、上部の酸性火山活動の時期に隆起・海退が認められず、沈降が続けられていたようである。しかし、次に記す「立神島層」と呼んだ地層が、酸性凝灰岩層を挟む、礫岩・砂岩・頁岩の互層であり、大田累層の最上位か、波根累層の最下位にあり、大田累層の最終末期に局部的には隆起を示したのではないかと考察している。

次に、従来「石見層群」とされた地層中には、筆者が「佐摩累層」とした1つの火山活動の輪廻を伴う地層群と、「大田累層」とした1つの火山活動の輪廻を伴う地層群とが混在して、1つの層序区分として取り扱われており、砂岩礫岩層をすべて「川合層」とし、頁岩層をすべて「久利層」とし、いわゆる緑色凝灰岩層を除き主として火山噴出物よりなり、一部砂岩頁岩層を伴う地層を「大森層」とされている。しかし、外成碎屑堆積岩層の岩相(礫岩・砂岩・頁岩の岩相)は、異種の火山岩の火山層序のところどころに来るものであるから、上記の「川合層」「久利層」および「大森層」のような層序区分では、地層の累重の真相を説明することが出来ない。

2-6 波根累層(中新統上部層)

2-6-1 仙山層

(1) 立神島層: 礫岩・砂岩・頁岩の互層

調査地の海岸に沿って波根(はね)以西に小分布している。立神島・久手(くて)の北の低丘陵・笠ヶ鼻附近および鳥井附近の低丘陵を作っている。礫岩・砂岩および頁岩の互層よりなり、層理が明瞭である。この地層は、久手の北の海岸で、魚津層の石英安山岩質凝灰角礫岩層を被い、

また、大田の北西方ないし北方の和江・大平附近などでは、朝山層の斜長流紋岩質凝灰岩ないし凝灰角礫岩層を明らかに不整合に被っている。波根附近では、下位の朝山層の黒色頁岩層および斜長流紋岩質凝灰岩ないし凝灰角礫岩層を直接被っている関係は、露出がなくて観察出来ないが、この酸性凝灰岩に由来すると考えられる2次的凝灰岩質の頁岩や2次的凝灰岩の薄層を挟んでおり、また、礫岩中の礫には、安山岩と共に斜長流紋岩礫をも多量に含んでいる。

この立神島層を、波根累層の最下部層とするか、大田累層の最上部層とするかには、些かまだ疑問もあるが、一応前者として取り扱った。

(2)安山岩熔岩流とその火山碎屑岩層

波根の北方では、立神島の上記の礫岩・砂岩・頁岩の互層と、この地層との関係は恐らく南北の断層で境しているが、前者の互層に斜交して、粗面岩質安山岩の熔岩流を挟むその凝灰角礫岩層が発達している。その北東翼の仙山附近では、朝山層の黒色頁岩層および斜長流紋岩質凝灰岩層を明らかに不整合に被って、その基底部には薄い基底礫岩層（或は火山円礫岩層）があり、引き続きその上に粗面岩質安山岩の熔岩流を挟むその凝灰角礫岩層或は火山円礫岩層が発達している。中通の石切場では、この熔岩流の安山岩を採石している。次に述べる黒色頁岩層の上位にも整合的に粗面岩質安山岩とその凝灰角礫岩層が累っており、田儀駅の南の安山岩熔岩流およびその凝灰角礫岩層はこれである。

(3)黒色頁岩層

津戸附近および塚尾谷の谷口、学校附近に黒色頁岩層が露出しており、これらも亦従来「久利層」とされていたものである。しかし、これは上記の様に安山岩質火山噴出物中に挟み込まれているものであることは明らかである。

立神島・笠ヶ鼻などの(1)礫岩・砂岩・頁岩の互層(立神島層)および、その上位の(3)黒色頁岩層を伴う(2)安山岩熔岩流とその火山碎屑岩層を併せて「仙山層」と一括したが、これらは大田累層より新しい基性火山活動を伴う地層群である。これに引き続き酸性火山活動を伴う地層を、当調査地域内では未だ認めていないが、新しい1つの火山活動の輪廻に伴う地層群として、これを「波根累層」と仮称した。「波根累層」も亦、「佐摩累層」・「大田累層」に続く一連の堆積岩層であり、「石見層群」の上部として取り扱うべきものである。既に、調査地域のいわゆるグリーン・タフ(緑色凝灰岩)層を含む石見層群は、上記3つの一連の火山活動の輪廻を含んでおり、それによって地層を3区分した。また、この時代の火山活動の多くは、概ね曹達に富むものであり、基性の火山岩は粗面岩質玄武岩ないし安山岩であり、酸性の火山岩は粗面岩ないし斜長流紋岩である。なお、この石見層群が堆積した地質時代は中新世とされている。そして、筆者は、佐摩・大田および波根の各累層をそれぞれ下部・中部および上部中新統に一応対比しておく。

(4)田儀層：礫岩ないし火山円礫岩層

波根の北東より田儀にかけて海岸に沿って、顕著な礫岩ないし火山円礫岩層が発達している。その礫岩層の礫は概ね安山岩礫よりなり、その基質部が少なく、むしろ火山角礫岩のような外観を呈する部分もある。時に砂岩層を挟んでいる。波根附近では、立神島層を含む仙山層を、朝山附近では、大田累層の朝山層を、明らかに不整合に被っており、その走向はほぼ海岸に沿い、海の方に緩く傾斜している。

田儀層はこれを東方に追跡すると、出雲地方の「出雲層群」下部の「来待(きまち)層」の凝灰質砂岩礫岩層に移り変わり、これに対比される。一方、仙山層を東方に追跡して行くと、その基性火山岩(玄武岩)の熔岩流が来待層の砂岩礫岩層中に挟まれたり、その下位に広く分布したりして来る。このことは、田儀層も亦波根累層の部層と考えるべきであり、石見地方の「石見層群上部層(波根累層)」は、出雲地方の「出雲層群下部層(来待層)」に対比されるべきものである。

ことを示している。

2-7 更新統

2-7-1 高位段丘山砂利層

調査地域の標高200~300mの間の山稜に、高位段丘の砂利層が乗っている。これについての詳しい説明は省略する。

2-7-2 砂山砂層

大田周辺に顕著な無層理の砂層があり、軽石を多量に含んでいる。また、しばしば粘土層を挟有している。石見大田駅の北方久手に至る間、その東方では南東方の丘陵の山麓部に波根に至るまで連続して発達している。波根に砂山という地名があるので、一応「砂山砂層」と仮称した。三瓶川・静間川および忍原川の下流部の旧河道に堆積したものであり、三瓶火山の噴出と関連したものとされている。

3. 地質構造——地史

3-1 君谷累層

君谷累層の構造方向については、この調査の段階では不明である。

3-2 湯抱火成岩類

基盤花崗岩類および君谷累層を、湯抱火成岩類、特に半花崗岩質花崗岩が貫く構造方向は、概ね北東—西南西方向ないし北東—南西方向である。

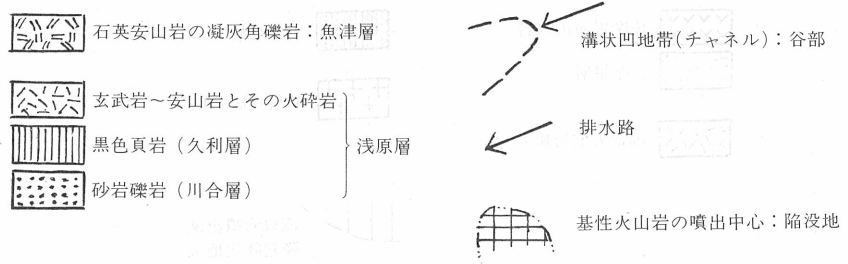
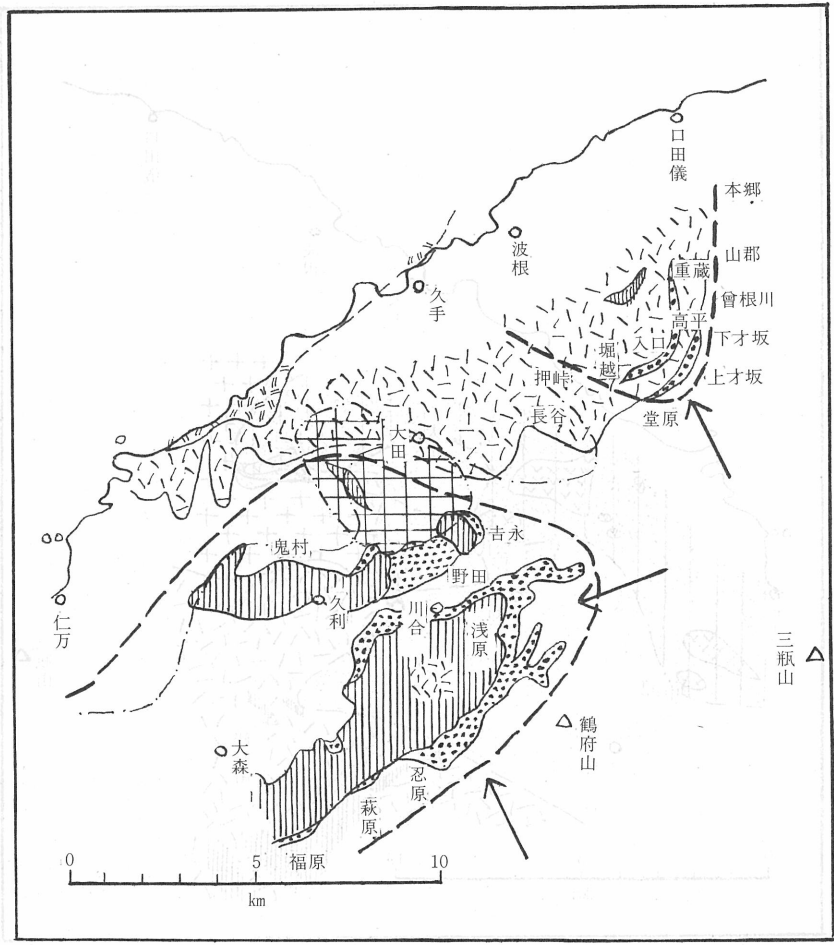
3-3 佐摩累層

佐摩累層の分布は、第2図に示す如くである。佐摩累層の下部層は、付図1に示すように、大田以西にしか分布していない。そして、基盤の凹所に堆積しているが、佐摩累層の上部層との間には、可成りの侵蝕時間があつたようである。即ち、付図1に示すように、下部層のプロピライト化した基性火山岩とその火山碎屑岩層が島嶼状に突出しており、その間の浅海を埋めて、上部層の酸性火山碎屑岩層が堆積したもののようである。そして、下部層と共に、いわゆるグリーン・タフ（緑色凝灰岩）層をなしている。上部層の走向は、概ね北東—南西方向であり、北西に緩傾斜しているが、しばしば波状を呈しており、傾斜が逆になっているところもある。大田累層浅原層の黒色頁岩層が、この佐摩累層上部層に累重する場合、ほぼ整合的に重なっていることは、上記の波状になった構造運動が大田累層浅原層堆積後であることを示している。

佐摩累層上部層に伴う流紋岩熔岩流は、付図1の地質図および第2図に示すように、中市・山倉寺・松代・井手口を結ぶ線の北方に分布している。もし、この分布区域を、第2図に示すように、酸性火成岩の貫入に伴う隆起地域と考えるならば、これは次の上位の大田累層の分布を規制し、大田累層基底の外成碎屑堆積岩層が発達する盆地状ないし溝状の凹地帯（チャンネル・溺谷）および基性火山岩熔岩流とその火山碎屑岩層が直接基盤を被って堆積している隆起陸地部の分布を説明するに極めて好都合である。（第3図）

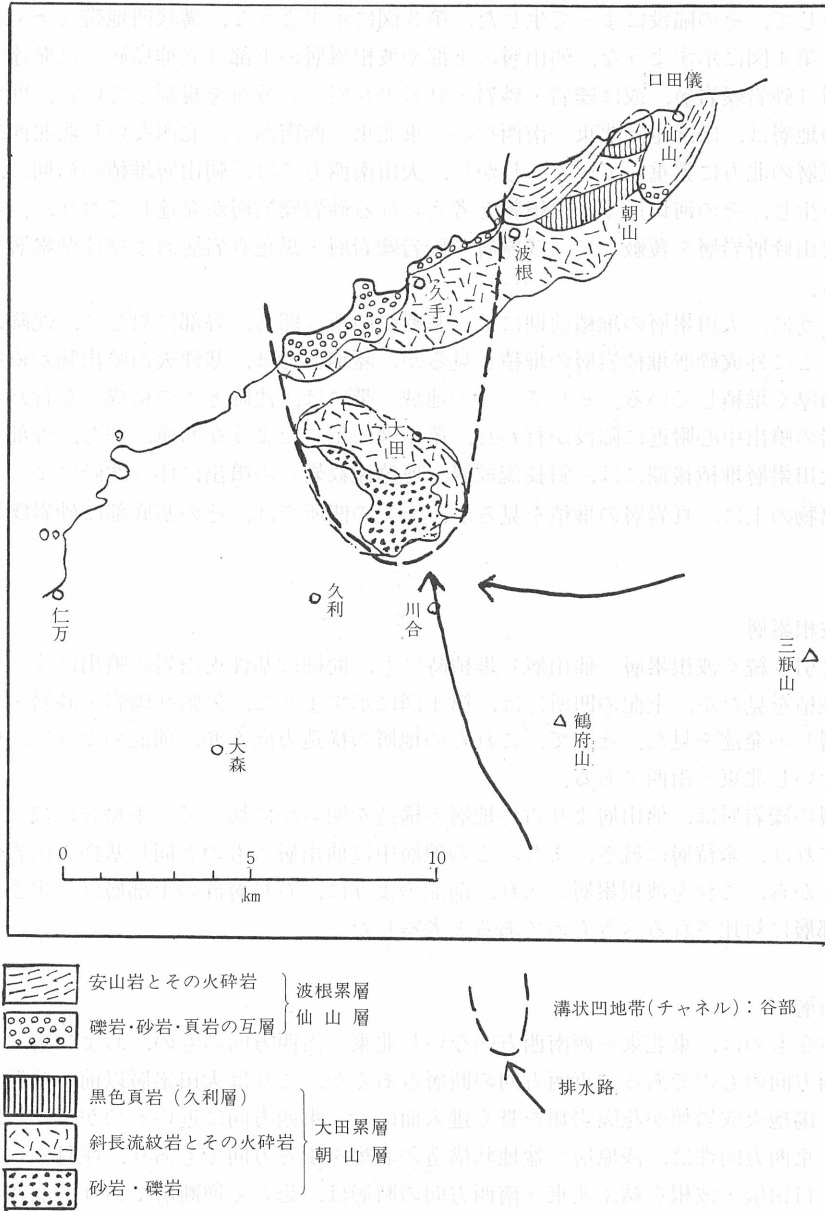
3-4 大田累層

(1)大田累層下部の浅原層の砂岩礫岩層および頁岩層が、浅原・忍原・戸蔵・萩原・福原の北東—南西に延びた盆地状ないし溝状の凹地帯と、吉永・野田・久利・鬼村のほぼ東西に延びた溝状



第3図 大田累層の浅原層と魚津層との分布

原より上才坂にかけては、前と同様に、凹地帯（溺谷）の湾入があり、その溺谷に沿っては、基底およびそのやや上位部にも砂岩礫岩層や頁岩層が認められる。本郷・山郡・曾根川・下才坂を通る南北の断層が、この附近の浅原層の東縁を切っているため、この溺谷の様相を詳しく推察することは困難であるが、基底よりやや上位の堀越・入口・高平・重蔵に発達する砂岩礫岩層（頁岩層を伴う）より考察すると、大きな谷（溝状構造）とは考え難い。浅原層堆積当時の溺谷を作る盆地状ないし溝状のチャネルは、第3図に示したが、これはウラン鉱床の形成と関連して、極



第4図 大田累層の朝山層と波根累層の仙山層との分布

めて重要である。

(2)浅原層の基性火山岩熔岩流の分布・形状より推察すると、その噴出の中心は、第3図に示すように、大田附近と考えられる。しかも、浅原層より上位の新しい魚津層および朝山層は、浅原層の北方に分布するが、ただ大田附近には、朝山層が長径約4 km・短径約2.5 kmの楕円形の極めて奇異な分布を示している。(第4図)また、この地域の朝山層の下部には、顕著な砂岩礫岩層が発達しており、基性火山岩の噴出口の陥没地(古いカルデラか)を示すものではないかと考察し

ている。そして、その陥没によって生じた、第3図に示すような、溝状凹地帯（チャンネル、或は谷部）が、第4図に示すような、朝山層の下部や波根累層の下部（立神島層）に発達する外成碎屑堆積岩層（砂岩礫岩層、或は礫岩・砂岩・頁岩の互層）の分布を規制している。即ち、浅原層より上位の地層は、ほぼ走向北東—南西ないし東北東—西南西で、北西ないし北北西に緩く傾斜して、浅原層の北方に累重している。しかし、大田南西方では、朝山層堆積の初期に、上記のような溺谷を生じ、その河口近くの堆積物と考えられる砂岩礫岩層が発達しており、浅原層の基性火山岩質火山砕屑岩層を覆蔽して、浅原層の砂岩礫岩層・黒色頁岩層および佐摩累層を不整合に被っている。

(3)このように、大田累層の堆積前期には、基盤の凹所、即ち、谷部に対して、沈降に伴う溺谷を生じ、そこに外成碎屑堆積岩層の堆積を見るが、陸地部では、基性火山噴出物が直接基盤を被って、概ね厚く堆積している。そして、この地域一帯には、沈降とこの積成とが行われた。次に、基性火山岩の噴出中心附近に陥没が行われ、第4図に示したような凹所、即ち、谷部を生じた。従って、大田累層堆積後期には、斜長流紋岩（曹達流紋岩）の噴出に伴う沈降によって、この酸性火山噴出物の上に、頁岩層の堆積を見るが、上記の凹所では、その基底部に砂岩礫岩層の堆積を見た。

3-5 波根累層

(1)これに引き続く波根累層（仙山層）堆積時にも、同様に基性火山岩の噴出に伴って、沈降と頁岩層の堆積を見たが、上記の凹所には、第4図に示すように、矢張り礫岩・砂岩・頁岩の互層（立神島層）の発達を見た。そして、これらの地層の構造方向も亦、前記のように、概ね東北東—西南西ないし北東—南西である。

(2)田儀層の礫岩層は、仙山層より古い地層の構造を明らかに切って、不整合に被っているが東方に追跡すれば、来待層に続き、また、この地層中に仙山層のものと同じ基性火山岩熔岩流を挟有することから、これを波根累層に入れ、前記のように、石見層群の上部層は、出雲地方の出雲層群の下部層に対比されるべきものであると考察した。

3-6 断層

断層の主なものは、東北東—西南西方向ないし北東—南西方向のもの、および南北ないし北微東—南微西方向のものである。東西方向の断層もあるが、これは大田累層以前の基盤方向を反映しており、湯抱火成岩類が花崗岩類を貫く侵入面にも、東西方向に近いものがしばしば認められる。また、東西方向性は、浅原層の盆地状構造の北縁を限る方向でもあり、注目すべきものである。なお、口田儀・波根を結ぶ北東—南西方向の断層は、恐らく逆断層であり、北西方側が南東方側に押し上げたものと考えられ、地層の繰り返えしが認められる。

3-7 褶曲

褶曲構造としては、浅原鉦泉附近を通る北東—南西方向を軸とした浅原層中の向斜構造、長谷・押ヶ峠附近に認められる南北方向を軸とした佐摩累層上部層および浅原層中の向斜構造、上才坂・堂原・高平附近の北に傾き北微西—南微東方向を軸とした浅原層中の向斜構造、その他前記の佐摩累層上部層の流紋岩噴出に伴う隆起による背斜構造、および浅原層の2つの盆地状ないし溝状の凹地帯を生じた波状袖曲などが顕著なものである。また、五十猛の石見石膏鉦山附近では、南北断層を伴い、北に傾く南北方向を軸とした小褶曲が認められる。

4. 地化学探査

筆者らが行った地化学探査の経過については、さきに「まえがき」の項に記述した。

阪上が、池田鉦泉附近の鉦泉群の鉦泉水中のウラン含有量を分析した。その資料を第2表に示す。

筆者らが採水し、奥野孝晴*⁸・中川幸二*⁸らが分析した、石見大田附近の鉦泉水・湧水(地下水)・沢水(地表水)中におけるウラン含有量を、第3表に示す。(次頁)

筆者・奥野・渡辺晃二*⁸は、前記のように、浅原鉦泉源泉の谷のすぐ南の道路傍崖面において、浅原層砂岩礫岩層中に放射能異常部を発見し、また、これを貫く粘土脈に最高120 γ/g のウラン含有量を有する部分を認め、この露頭を仮に「浅原第1露頭」と呼んだ。また、この露頭より採取した岩石および附近の砂岩礫岩層より採取した岩石中の可溶性ウラン含有量を分析した測定値を、第4表に示す。

筆者は、これらの地化学探査の資料を、地質学的立場から、次のように考察した。

第2表 島根県池田鉦泉附近の鉦泉群の鉦泉水中のウラン含有量

試料水(鉦泉)	U γ/l
池田鉦泉	34.0
全 上	20.5
全 上	15.2
志学温泉	0.15
小屋原鉦泉	0.78
湯抱温泉	23.5
全 上	17.6
小林鉦泉	51.0

(阪上による)

第4表 浅原第1露頭などより採取した岩石中の可溶性ウラン含有量

試料	岩石名	U γ/g	備考
1 浅原第1露頭 3	白色粘土脈ぎわ炭質砂岩	1	脈より4 m
2 " 4	白色粘土脈	40	
3 " 5	黄変色炭質砂岩	23	
4 " 6	白色粘土脈	120	
5 "	白色粘土脈中の黄鉄鉦染岩塊	5	
6 浅原第1露頭対面	白色粘土脈	70	
7 野城	礫岩	18	破碎帯の礫岩・砂岩
8 程原	炭質砂岩	10	
9 忍原	含礫アルコーズ砂岩	15	
10 忍原奥	炭質砂岩	10	

(1)鉦泉水中のウラン含有量が高い鉦泉は、基盤花崗岩中の断層に沿う割目から直接湧出したものよりも、基盤を被う大田累層浅原層中の断層に沿う割目から湧出したものである。佐摩累層中のものは、概ねウラン含有量が低い。

(2)鉦泉水中のウラン含有量が高い鉦泉は、基盤が湯抱火成岩類(特に半花崗岩質花崗岩)のところの断層に沿う割目から湧出したものである。また、湯抱温泉のように、湯抱火成岩中より湧出するものも、ウラン含有量は可成り高い。

(3)鉦泉水中のウラン含有量が異常に高い浅原鉦泉は、浅原層が向斜構造をなし、また、その基盤が半花崗岩質花崗岩であり、盆地状ないし溝状のチャンネルをなしているところを切る断層に沿

* 8 当時岡山大温研

第3表 島根県石見大田附近の鉱泉・湧水(地下水)・沢水(地表水)中におけるウラン含有量

	採水・分析年月	35, 9	36, 8	36, 9	備 考
	試 料 水	U γ /l	U γ /l	U γ /l	()内は、前記以外の日時の分析値
1	小林鉱泉	42.0	35.0		(51.0)
2	浅原鉱泉	68.5	61.0	68.1	
3	忍原上鉱泉	22.5			
4	熊取鉱泉(市場)	19.5	10.0		
5	池田鉱泉				(34.0), (20.5), (15.2)
6	小屋原鉱泉				(0.78)
7	湯抱温泉				(23.5), (17.6)湯抱火成岩類中
8	志学奥の湯源泉			<0.1	(0.15)
9	志学温泉つるや			<0.1	
10	南山鉱泉(井戸)	1.47			基盤岩中
11	下谷鉱泉1	4.36			"
12	下谷鉱泉2	3.88			"
13	湯谷鉱泉1	0.68			"
14	湯谷鉱泉2	2.10			"
15	出岡泉弘法鉱泉	0.08			佐摩累層中
16	大田鳴滝鉱泉	0.09			大田累層中
17	野梅鉱泉			0.14	28℃, 佐摩累層中
18	湯迫鉱泉			0.22	31℃, "
19	馬路鉱泉			0.09	18℃, "
20	野城湧水	0.12			不整合面より流下して来た湧水、
21	野城断層附近沢水		1.25		浅原層不整合面附近を切る断層
22	芋原上沢水	0.18			不整合面より流下して来た沢水(湿地)
23	芋原湧水	0.03			花崗岩中
24	芋川	0.15			
25	小林鉱泉脇沢水	0.11			不整合を切る断層附近
26	池田川	0.09			花崗岩中
27	熊取鉱泉横沢水	0.02			浅原層上の土砂礫層中
28	牛尻松浦井戸	0.08			花崗岩中の断層附近, 上に不整合
29	牛尻熟田井戸	0.13			"
30	牛尻あばらや沢水	0.06			花崗岩中
31	瓜坂・程原・那須横	0.03			浅原層中湧水
32	堂原西道ぎわ田圃	0.02			浅原層中湧水
33	長谷道ぎわ	0.02			浅原層中熔岩からの湧水
34	姫ヶ谷湧水		0.20		浅原層砂岩と頁岩との境界部
35	亀谷沢水		0.15		佐摩累層中の断層に沿う
36	戸蔵沢水		0.15		浅原層不整合と断層附近
37	戸蔵断層谷水		<0.1		佐摩累層中の断層谷
38	瓜坂不整合附近湧水		<0.1		
39	下城・湯抱間沢水			<0.1	層谷累層を花崗岩が貫くところ
40	立花湧水		0.09		朝山層基底よりの湧水

う割目から湧出するものである。

(4)浅原層が基盤を不整合に被う附近の湧水・沢水は、他の場所のそれに比べて、ウラン含有量が極めて僅かではあるが多いような傾向がある。

(5)阪上が、『浅原鉱泉などの鉱泉水中のウランとラジウムとの平衡関係から、このウランが基盤中の地下深所から火成源的由来で上昇して来たものとするより、鉱泉水の昇騰の途中でウランが添加されたとする方が妥当である』と述べていたので、その考察と、上述の筆者の地質学的考察とを合わせて、浅原層の盆地状ないし溝状のチャネルの基底部の砂岩礫岩層中に、ウラン鉱床の存在を推定して、それからウランが添加されたと考えることが妥当であるとし、ウラン鉱床の潜在する可能性を指摘した。

(6)次に、堂原・上才坂附近において、基盤の粗粒黒雲母花崗岩を浅原層の基性火山噴出物が被っているが、その基底部およびやや上位に砂岩礫岩層（頁岩層をも伴う）が発達し、この附近の浅原層が北に傾き北微西—南微東方向の軸をもつ向斜構造をなしていることは前に記した。しかも、堂原附近の砂岩礫岩層も、不整合下の花崗岩も、著しい粘土化（モンモリロナイト化）を蒙っている。即ち、この附近の浅原層中には、層序からも、岩質からも、地質構造からも、ウラン鉱床を胚胎する可能性が考えられるので、その不整合附近の岩石中の可溶性ウラン含有量の分析を行った。また、堂原において認められる不整合関係も、その東方の上才坂・下才坂では、北東—南西の断層に切られ、上才坂では、花崗岩と浅原層とが断層をもって接している。この断層より滲み出した湧水を採水して、そのウラン含有量を分析した。これらの分析結果は第5表に示し

第5表 大田市地質調査(37.3)の時に採取した岩石中の可溶性ウラン含有量および採水中のウラン含有量

	試料	U含有量	備考
3	吉永対面大露頭（野田北方），浅原層基底の炭質破岩	0γ/g	
4	野田西方峠途中，浅原層基底の炭質層および炭質砂岩	0 "	
5	野田西方の谷，橋附近，浅原層基底砂岩中の炭質物	0 "	
20	久手湾西部，仙山層基底砂岩頁岩互層中の炭質物	0 "	立神島のものと同じ
26	中尾南方，朝山層上部の流紋岩質凝灰質頁岩	0 "	
31	堂原西南方，浅原層の砂岩（赤色化）	2 "	45/20mr/h
32	堂原西南方，浅原層基底部の塊状炭質砂岩	2 "	25/20 "
33	堂原西南方，浅原層基底部の塊状炭質砂岩	0 "	35/20 "
34	上才坂，花崗岩と浅原層との間の断層からの湧水	1.10 γ/l	

た。この表に示したその他の地点で採集した岩石中に可溶性ウランの含有が認められなかったのに対して、堂原・上才坂では、微弱ながらウランの徴候を認め得た。このことは、上記の向斜構造（チャネル）の北に傾く向斜軸に沿って、北方地下深所にウラン鉱床が伏在している可能性を示している。

(7)温泉と冷鉱泉との関係については、筆者は既に報告している^{3),4)}。三瓶火山の噴出が、基盤花崗岩、即ち、いわゆる「小鴨花崗岩」の盛り上った中心部に行われており、温泉である志学・湯谷・湯抱・小屋原などは、その盛り上りと三瓶火山の酸性火山岩体との勢力範囲内にあり、これと深い関係にある。三朝温泉その他の鳥取県下の温泉の多くも亦、この「小鴨花崗岩」に関係するものであり、また、三朝・人形峠附近のウラン鉱床も、この「小鴨花崗岩」に関係するものと

考察している。一方、湯抱火成岩類、特に、半花崗岩質花崗岩は、概ね基盤を切る北東—南西方向の割目に沿って貫入して来ているが、その岩石の放射能強度がバックの2~3倍と高いこと、そして、含ウラン冷鉱泉がその分布区域内にあることは、その関連を示しており興味深い。これらの基盤花崗岩類分布地域の北縁を限る断層に沿っても、温泉・鉱泉列があるが、湯抱火成岩体の北西縁を限る直線的構造線（断層）に沿って、その線上に噴出中心をもって、大江高山火山が噴出している。大江高山火山は、三瓶火山と同期・同質の酸性火山岩よりなっているが（寄生火山か）、温泉津温泉はこれに関係をもつ温泉かと考察している。

5. 試錐探査

地質調査所は、昭和36年末、浅原鉱泉附近において、2本の試錐探査を行った。その試錐地点は、第5図に示す。その第1号坑井は、浅原鉱泉（ウラン含有量が異常に高く、68.5 γ/l ）附近を通る断層（北東—南西方向）の下盤側で、鉱泉の直ぐ近くを試錐した。第2号坑井は、この断層の上盤側で、下盤側に比して砂岩礫岩層基底が深くなっており、向斜構造の軸に近いところを試錐した。これらの試錐結果は第6図に示す。また、試錐コアなどの分析結果は第6表に示す。

第6表 試錐コアなどの分析結果

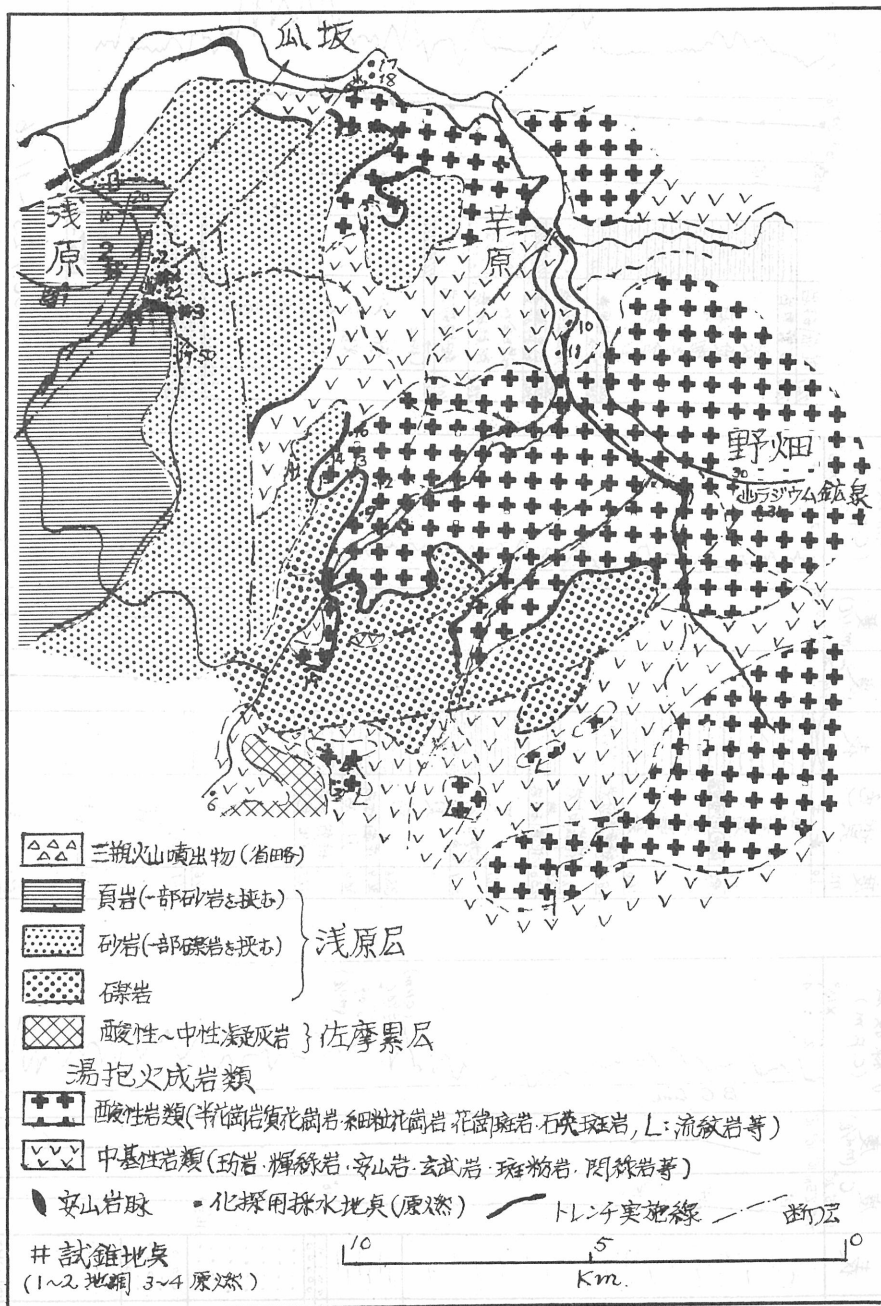
(岩石中の可溶性ウラン含有量)

採取位置	岩石名	U $\mu\text{g/g}$
地調浅原1号坑 34.5m	粗粒炭質砂岩	2
〃 35.0m	炭質砂岩	50
〃 35.8m	〃	2
〃 53.0m	〃	5
〃 55.0m	〃	2
地調浅原2号坑 64~65m	〃	0
〃 75.0m	〃	2
〃 90.0m	〃	3
〃 105.0m	白色粘土	3
〃 105~115m?	炭質細粒砂岩	15
〃 115.0m	白色粘土	0
〃 孔底	基底礫岩中の粘土	2
〃 孔底	孔底粘土	2

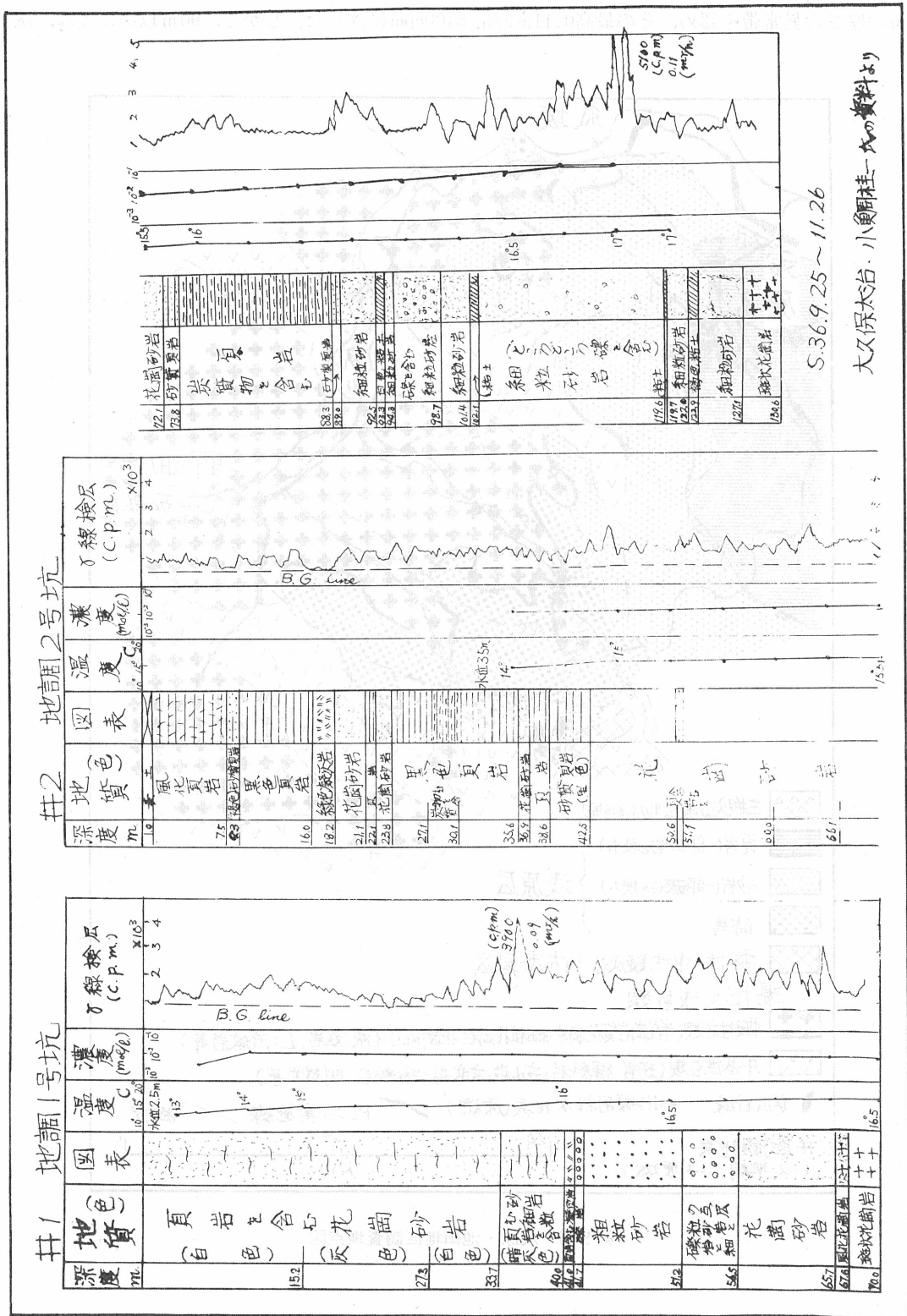
第1号坑井は、浅原鉱泉附近の120 γ/g の異常粘土脈を認めた「浅原第1露頭」の直ぐ近くで、前記北東—南西断層の南東側、道路傍で、鉱泉源泉のある谷の中、基底砂岩礫岩層中より掘り下げた。そして、花崗岩基盤には、約66mの深度で到達した。途中砂岩礫岩層のやや炭質物の多い部分で、50 γ/g のウラン含量を認めた。また、放射能検層の結果、最高0.09mr/h、3900cpmの異常を認めた。

第2号坑井は、断層の北西側を、基底砂岩礫岩層の上位の黑色頁岩層中より掘り下げ、127.1m前後の深度で基盤花崗岩に到達した。90m前後までにも放射能異常を認め、随処に2~5 γ/g 程度のウラン含有量は認めた。また、100m附近より117m附近までの間に、放射能検層による10数

mの厚さの異常帯を認め、その最高0.11mr/h, 5100cpmに達した。しかし、90m以深にては、試



第5図 浅原・池田地区調査地点図



S.36.9.25~11.26

大久保太台・小園林一氏の資料より

第6図 浅原地区地調試錐資料

錐コアを全く採取しておらず、従って、そのウラン含有量を確認出来ず、ウラン鉱物も判明しなかった。坑井口附近に出て残留している泥土、および坑底泥土より、 $3 \gamma/g$ 程度のウラン含有量を認めているほか、坑内水も $2 \gamma/l$ のウラン含有量を示した。

この試錐探査の結果、浅原鉱泉附近の盆地状ないし溝状凹地部の基底近くの浅原層砂岩礫岩層中には、ウランの濃集（鉱床）が存在することの可能性が判明した。

6. む す び

前述のように、浅原層のチャンネル構造部を切る断層に沿う割目から湧出する含ウラン鉱泉によって、それと密接な関係をもつウラン鉱床が潜在していることが判った。そして、温泉・鉱泉の地化学探査が、地質調査と相俟って、潜在鉱床の探鉱に極めて有効に役立つことが判った。従来、人形峠型層状ウラン鉱床の探査には、花崗岩基盤とその上位の新第三系との間の不整合面の露頭を追跡することが第1要件であった。そして、チャンネル構造の新第三系基底近くに鉱床を胚胎するが、その部分が侵蝕によって地表に露呈していることが、鉱床発見の必要条件であった。従って、このような部分が地表に露呈していない潜在（潜頭）鉱床については、その発見は、試錐或は坑道掘進による全く偶然のものであった。しかし、地質調査と地化学探査とによる上述のような方法を、潜在ウラン鉱床探査の1つの新しい方法として、筆者は当時これを提唱した。

筆者は、前記の堂原・上才坂地区やその他幾つかの鉱床潜在可能な地区を考慮していた。特に、堂原・上才坂地区の浅原層の向斜構造（チャンネル）は、北に傾く北微西—南微東方向の軸をもち、しかも、その西翼は高原・畑を通る北微東—南微西方向の断層に切られており、また、その北縁は畑・日ノ尾・塚尾谷を通る北東—南西の断層に限られている。東縁は本郷・山郡・曾根川を通る断層によって限られている。即ち、チャンネルは、これら2つの方向の断層によって、堰き止められた形になっていて、そこにウラン鉱床潜在の可能性が極めて大きいと、筆者は考えていた。しかし、これらの地区は、その後未探鉱の儘に残された。

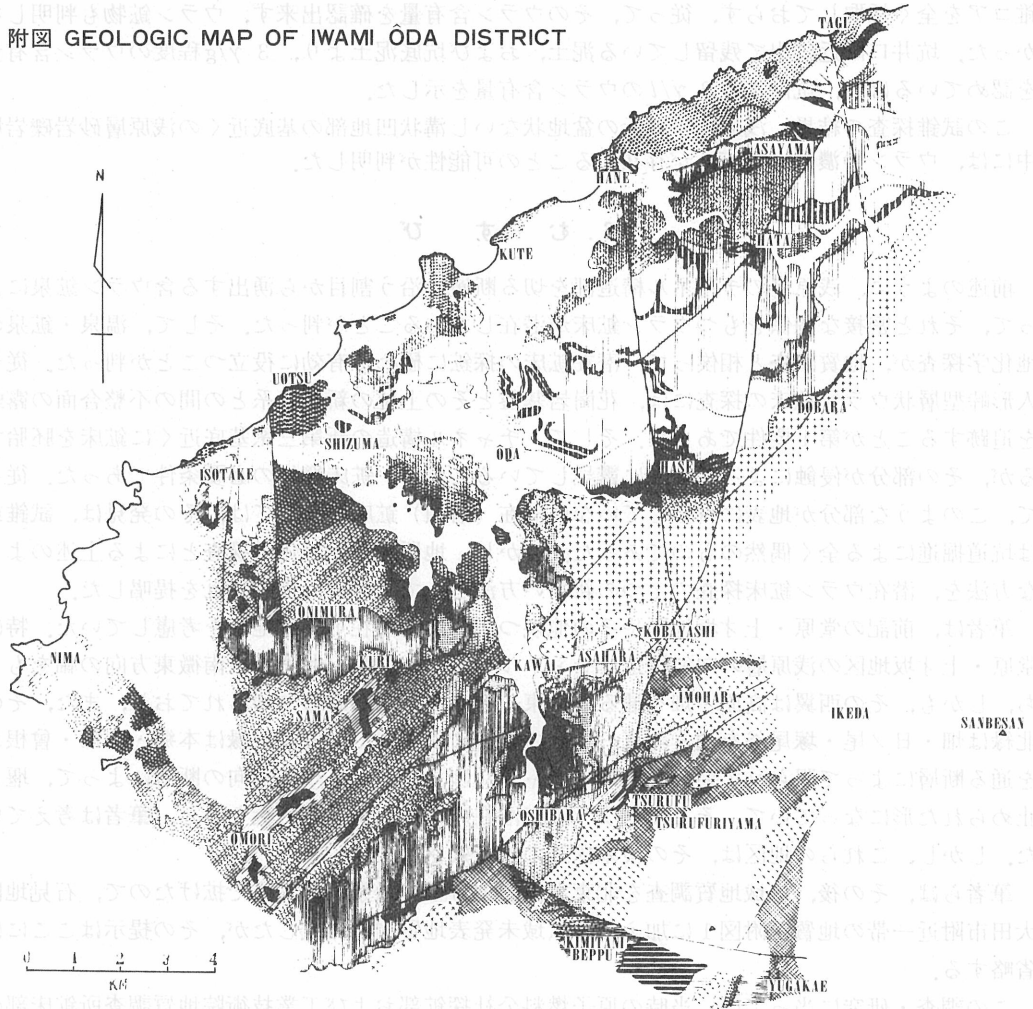
筆者らは、その後、広域地質調査を北東方出雲地方玉造温泉附近にまで拡げたので、石見地区大田市附近一帯の地質図附図1に加えて、広域未発表地質図を作成したが、その提示はここには省略する。

この調査・研究に当っては、当時の原子燃料公社探鉱部および工業技術院地質調査所鉱床部の方々の一方ならぬご協力を仰いだ。また、この調査は、「まえがき」の項に記したような諸氏と共に行ったものである。調査・研究にご協力頂いたこれら多数の諸氏に、ここに深甚の謝意を捧げる。

文 献

- 1) 阪上正信 (1961): 堆積型ウラン鉱床周辺にある温泉のウラン・ラジウム含有量, 岡山大学温泉研究所報告, 第29号, p. 63.
- 2) 杉山隆二 (1976): 第三系火山層序についての問題点, 西田彰一教授退官記念論文集, 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, 第4号, p. 215~p. 224.
- 3) 杉山隆二 (1965): 山陰地方の地質展望, 一山陰の基盤花崗岩類一, 岡山大学温泉研究所報告, 第35号, p. 85~p. 99.
- 4) 杉山隆二 (1965): 山陰の温泉の地質構造規制について, 一山陰の温泉はどんな地質のところにあるか一, 岡山大学温泉研究所報告, 第35号, p. 1~p. 6.
(1963): 山陰の温泉の地質 (その1), 温泉工学会誌, 第1巻, 第1号, p. 42~p. 47.
(1964): 山陰の温泉の地質 (その2), 温泉工学会誌, 第2巻, 第1号, p. 32~p. 43.

附圖 GEOLOGIC MAP OF IWAMI ÔDA DISTRICT



INDEX		
VOLCANIC ACTIVITIES	SEDIMENTARIES, EPICLASTIC	MEMBER-FORMATION
		SUNAYAMA SAND BED
		TERRACE GRAVEL
		TAGI M.
		SENYAMA M.
		TATEGAMAJIMA M.
		ASAYAMA M.
		UOTSU M.
		SABEDANI M.
		ASAHARA M.
		UPPER M.
		LOWER M.
		YUGAKAE INTRUSIVES
		UPPER M.
		LOWER M.
		GRANITES
		KIMIDANI F.