

東濃ウラン鉱床におけるナチュラルアナログ研究 —ウラン鉱床での隆起・沈降の変遷と隆起速度の見積もり—

笹尾英嗣* 天野健治* 太田久仁雄*

東濃ウラン鉱床はその形成時（約1千万年前）から隆起・侵食の影響を受けてきたにもかかわらず、大部分のウラン系列核種は移行せずに安定に保持されている。隆起・侵食によって生じる地質環境の水理学的・地球化学的な変化によって、放射性核種の化学的挙動が変化する可能性があるため、東濃ウラン鉱床が被った隆起・侵食に伴う地質環境の変化とその変化がウランの移行・保持に及ぼした影響を示すことにより、隆起・侵食を考慮した地層処分システムの信頼性の向上に資することができる。そこで、隆起・侵食が地質環境にどのような影響を及ぼすかを評価する研究の一環として、現在認められる地層の厚さから、海水準変動と不整合期の侵食量を考慮して、東濃ウラン鉱床の隆起・沈降量と過去約150万年間の隆起速度を見積もった。

見積もりの結果、隆起量としては約150万年前と考えられる瀬戸層群の堆積後、現在までの期間が約340mと最も大きく、この間の平均隆起速度は約0.2~0.3mm/年と見積もられた。

ただし、隆起・沈降量の見積もりには、海水準変動と侵食量の見積もりが影響するため、これらを精度よく復元する必要がある。また、隆起速度の見積もりには隆起に要した期間の決定精度が大きく影響し、瑞浪層群と瀬戸層群の不整合期を例とすると、現在得られている放射年代値を用いると、見積もり結果に最大で10倍程度の差が生じることが明らかになった。

Keywords: 東濃ウラン鉱床、隆起・侵食、層厚、隆起速度、変動シナリオ、ナチュラルアナログ

Though the Tono uranium deposit, central Japan, has been subjected to uplift and associated denudation since its formation at about 10 million years ago, most of the uranium has been preserved in the deposit. Uplift and denudation might result in a change of groundwater flow and the formation of oxidized zone in the shallow subsurface. Such changes of the geological environment would affect the chemistry and migration behaviour of uranium. The description of long-term uranium preservation process throughout the uplift and denudation history can contribute to enhancing the confidence in the demonstration of long-term safety of a geological disposal system.

As part of the study on how geological phenomena affect the geological environment, the amount of uplift/subsidence and vertical displacement rate were estimated from the presently observed strata thicknesses, in consideration of global sea-level change and erosion during formation of unconformities.

As a result, the quantitative estimation of uplift is about 340m and was the greatest between the sedimentation of the Seto Group, which was completed at about 1.5 million years ago, and the present. The average vertical displacement rate during this period is estimated to have been in a range between 0.2 and 0.3mm/year.

It is pointed out that the quantitative estimate of uplift would be affected by the estimations of sea-level during the deposition and amount of erosion during the unconformities. The accuracy of the estimated duration of the displacement affects the quantitative estimation of the vertical displacement rate. Alternative estimates of the vertical displacement rate after the Mizunami Group sedimentation, based on the known age data, would vary over an order of magnitude (about 10 times difference).

Keywords : Tono uranium deposit, uplift and denudation, thickness of strata, vertical displacement rate, perturbation scenario, natural analogue

1 はじめに

ナチュラルアナログ研究は、「放射性廃棄物の地層処分システムにおいて発生すると想定されるプロセスに類似する天然現象や、地層処分システムの構成物に類似する天然の物質などについて研究すること」とされている[1]。この研究は、「さまざまな天然現象や物質の産状を長期の時間スケールで進行した実験結果と見なすことにより、室内実験では得ることのできない情報や知見を与えてくれる唯一の方法であり、地層処分システムの長期にわたる安全性を確認するために欠くことのできない研究」とされている[1]。

変動帶に位置するわが国における地層処分システムの長期的安全性の信頼性を向上させるためには、地質学的あるいは水理学的事象などを個別に理解するだけでなく、そ

れら相互の関連性や、そのような複合事象が地層処分システムに与える影響について理解することが必要である。とくに、放射性核種の移行・保持に影響を及ぼす因子である水理学的・地球化学的環境は、変動シナリオで考慮されるように、隆起・侵食や断層活動などの地質学的事象によって変化する可能性がある。隆起・侵食に着目すると、隆起・侵食によって生じる地形変化や土被りの減少は、地下水運動の変化や地表近くでの酸化帯の形成といった現象を引き起こす。とくに酸化還元電位やpHなどの地球化学的な環境条件の変化によって、放射性核種の化学的挙動も大きく変化する。このため、地層処分システムの長期的安全性を評価するためには、隆起・侵食や断層活動などの地質学的事象が地質環境の変化に及ぼす影響や、地質学的事象に伴う地質環境の変化が放射性核種の移行・保持に及ぼした影響について評価する必要がある。

岐阜県南東部の東濃地方に分布する東濃ウラン鉱床は、約1千万年前と考えられるその形成時から隆起・侵食の影響を受けてきたにもかかわらず、ウラン鉱床が地下水中に溶け出してしまうような状態にはならなかった事例であ

Natural analogue study in the Tono uranium deposit - Quantitative estimation of uplift and subsidence, and vertical displacement rate - by Eiji Sasao (sasao@tono.jnc.go.jp), Kenji Amano, Kunio Ota

* 核燃料サイクル開発機構 東濃地科学センター
Tono Geoscience Center, Japan Nuclear Cycle Development Institute
〒509-5102 岐阜県土岐市泉町定林寺 959-31

る[2]. 東濃ウラン鉱床を利用して過去から現在までに生じた地質学的事象とそれがウランの移行・保持の状態に及ぼした影響を明らかにすることによって、日本列島では避けることのできない地質環境の長期的変遷を考慮した地層処分システムの信頼性を向上させることができる。

日本のような変動帶において、隆起・侵食は前述のように、水理学的・地球化学的環境の変化を引き起こす直接的要因としてとくに重要である。そこで、東濃ウラン鉱床のうち月吉鉱床を例として、その母層である瑞浪層群とそれを被覆する瀬戸層群の隆起・沈降現象に着目し、大まかな見積もりではあるものの、現在認められる地層の層厚から過去から現在までの隆起速度と隆起・沈降量を見積もったので、その結果と隆起・侵食がウランの移行・保持の状態に与える影響について報告する。

2 月吉鉱床の概要

2.1 地質

東濃ウラン鉱床には4つの主要な鉱床があるが、そのうち月吉鉱床が最大の鉱床である（Fig.1）。月吉鉱床では、これまでに500孔以上のボーリングに加え、1970年代初頭に探鉱のための坑道が開削されており、鉱床の地質学的特徴などが詳細に把握されている。なお、月吉鉱床では経済性に乏しいためこれまで探鉱活動は行われなかった。

月吉鉱床の周辺には、粗粒～細粒黒雲母花崗岩からなる土岐花崗岩とそれを不整合に覆う瑞浪層群、そしてこれらを不整合で覆って瀬戸層群が分布する（Fig.1）。瑞浪層群は下位から土岐夾炭層、本郷層、明世層、生俵層

に区分される[3]（Figs.1 & 2）。このうち、土岐夾炭層と本郷層、明世層と生俵層の間は不整合関係にあり、本郷層と明世層の間は整合関係にある（Fig.2）。月吉鉱床は主として土岐夾炭層中に胚胎する。

月吉鉱床およびその周辺の地質の分布および層序から、以下のような地史が考えられる[3-7]。約7000万年前にマグマが貫入、固結し、基盤岩となる土岐花崗岩体が形成された。この花崗岩は、ウラン含有量が領家帶の花崗岩類など月吉鉱床周辺に分布する地質帶と比べて高く、ウランの供給源になったと考えられている[8]。土岐花崗岩体の形成以降、地表が削剥されて花崗岩体が地表に露出したが、約2000万年前になると河川が形成されるようになり、瑞浪層群（土岐夾炭層）の堆積が始まった。この後、湖が形成され本郷層が、後には海水が侵入し明世層が堆積したが、1750万年ほど前に一旦隆起・陸化した。約1550万年前に水深約100～200mの海が形成され、生俵層が堆積した。この海は数十万年間存在した後、約1500万年前に陸化して瑞浪層群の堆積が終了した。その後、約1200万年前までの間、瑞浪層群が侵食を受けるようになった。さらに、約1200万年前になると湖が形成され、粘土や砂が堆積するようになり、瀬戸層群の堆積が始まった。約1100万年前になるとこの地域には河川が流れようになり、多量の砂礫を堆積させた。瀬戸層群の堆積が150万年前まで続いた後、本地域は隆起し、多くの場所では侵食を受けたが、河川沿いでは段丘などが形成され、現在の地形が形成されていった。

中部地方では、瑞浪層群分布域を含む広い地域が、古地磁気方位の変化から瑞浪層群堆積中にあたる時代中に時計回りに約50°回転したことが示されている[9]。これは日本海の拡大に伴うものである。日本海の拡大は約1500万年前に終了し、この時期に現在の日本列島の骨格が形成されたと考えられており、それ以降、プレートの沈み込みはほぼ定位置で継続したとされており[10]、現在の広域的なテクトニクスの影響下に置かれたと考えられる。

2.2 月吉鉱床

月吉鉱体は現地表下130～150m付近に位置し、延長約3.5km、幅500mで、鉱化帯の厚さは数mである。鉱量は約3100トンU₃O₈で、品位は平均0.06%である[11]。ウラン鉱化は多くの場合、土岐夾炭層の河川成もしくは湖成堆積岩中の亜炭に富む岩相で認められ、土岐花崗岩との不整合の直上数10m以内に多く分布する。鉱化帯の分布は、基盤となる花崗岩上の古河川（月吉チャンネル）に支配されている。

月吉鉱床では一次鉱物としてコフィン石（U(SiO₄)_{1-x}(OH)_{4x}）とピッチブレンド（(U, Th)O₂）が、二次鉱物としてジッペ石（K₄(UO₂)₆(SO₄)₃(OH)₁₀4H₂O）とアンダーソン石（Na₂Ca(UO₂)(CO₃)₃4H₂O）が同定されている[11]。しかしながら、実際のウラン鉱床中では一次鉱物は

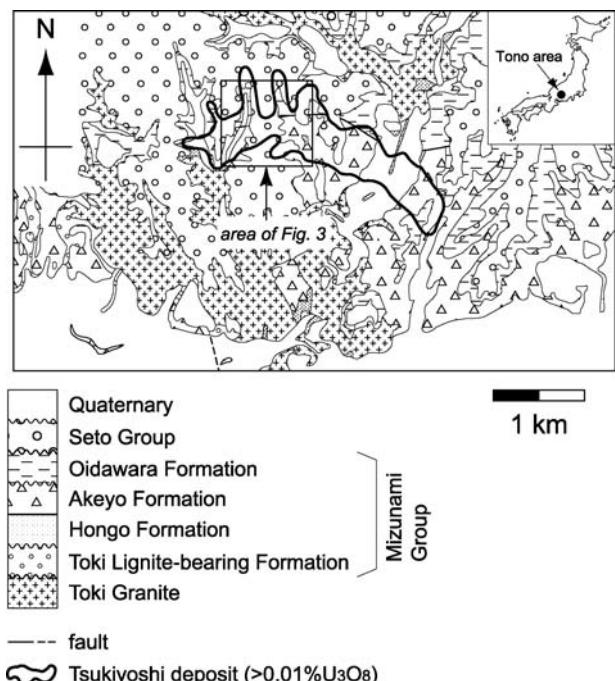


Fig. 1 Geological map around the Tono uranium deposit.

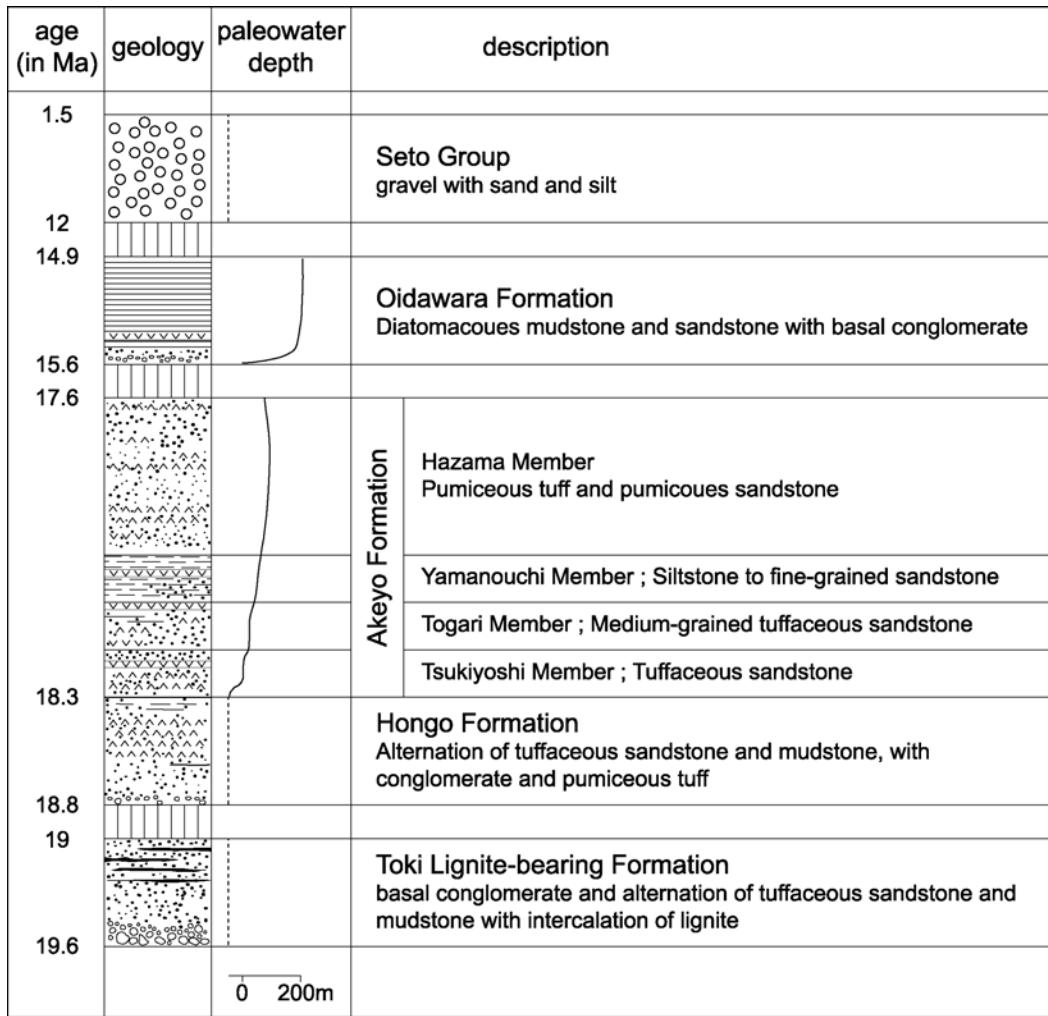


Fig. 2 Stratigraphy, description and paleo-environment of the Mizunami and Seto Groups (age data and paleowater depth are referred to literatures [3, 5, 7]).

少量であり、ウラン系列核種は粘土鉱物、黄鉄鉱、黒雲母や炭質物などに収着、濃集していると考えられる[2]。

ウランは基盤の土岐花崗岩から供給されたと考えられている。すなわち、土岐花崗岩上部の風化帯から酸化的な地下水によってウランが溶脱され、その地下水が堆積岩中に入り、還元的になることによってウランが沈殿したと考えられている。ウラン鉱床の成因については未だ不明な点が多いが、ウランの沈殿は堆積岩の堆積後に生成した粘土鉱物などによる収着もしくは酸化還元過程を伴った作用や硫酸還元を伴った有機物の分解—黄鉄鉱の形成に伴ったものであると考えられている[12-14]。なお、これまでのところ月吉鉱床は、ジルコンを用いたフィッショントラック年代（以下、FT年代）に基づいて約1000万年前に形成されたと考えられている[15]。

ウラン鉱床形成後のウラン系列核種の移行・保持については、鉱床スケールから1m³岩塊のスケールまでを対象にウラン系列核種の同位体測定などが行われ、過去100万年

間にはウランはほとんど移動していないものの、ラジウムは過去1万年間に少なくとも数mは移動していることが明らかになった。これにより、現ウラン鉱床中のウランおよび娘核種の大部分は長期間にわたって安定に存在したことが示され、還元的な環境の維持が大きく関与していることが示されている[4, 15-16]。

現在のウラン鉱床では、ウランは石英や長石類、岩片などの碎屑性粒子の間の空隙中あるいはその周囲および黒雲母の劈開沿いに濃集している[17-18]。また、同様の鉱物組成であっても、ウラン濃集部の堆積岩は透水係数が高いのに対し、ウラン非濃集部の堆積岩では透水係数が低い傾向が認められている[17]。低透水性の堆積岩と高透水性の堆積岩を用いたウラン収着試験結果から、ウラン非濃集部の低透水性の堆積岩の方がより多くのウランを収着でき、ウラン濃集部の堆積岩はそれ以上ウランを収着させる能力を有していないことも示されている。このことは、ウランの濃集度の違いは堆積岩の収着能力の差よりも、むし

ろウランを含む地下水が通過したかどうかの違いに依存しているものと推察されている[19].

3 月吉鉱床の隆起・沈降量

3.1 隆起・沈降量の推定方法

月吉鉱床で認められる地層のうち、生俵累層の厚さは東濃鉱山周辺では約40mである。生俵累層は水深100~200mの海に堆積したと考えられている[3]。ここで海水準変動を考慮せず、生俵累層堆積中に水深は200mでその変化がなかったと仮定すると、生俵累層堆積中には約40mの沈降があったと推定できる。

生俵累層とその上位にある瀬戸層群との関係は不整合であり、生俵累層堆積後に現在の東濃鉱山周辺地域は陸化して、生俵累層が侵食されたことがわかっている[3-4]。したがって、生俵累層堆積後に過去の水深分(200m)は隆起したと考えることができる。ただし、不整合期には地層が削られるので、現在認められる地層の厚さは、堆積時の地層の厚さよりも薄くなっている。このため、隆起量としては過去の水深分に加え、不整合期に削剥された地層の厚さを足した量と推定できる。

このように、現在見られる地層の厚さ(層厚)と地層が堆積したときの水深から、過去の沈降量を見積もることができる。また、不整合期の削剥量を考慮することによって、隆起量を見積もることができる。本研究では、このような方法を用いて堆積岩の層厚と地層が堆積した水深から隆起・沈降量を概算した。

3.2 使用したデータ

3.2.1 地層の堆積年代

瑞浪層群の堆積年代に関する研究は、堆積年代の決定に有効な微化石を産出する瑞浪層群上部を対象としたものが多い。ここでは最初に瀬戸層群の年代を述べ、次に瑞浪層群の上部から下部に向かって、従来の研究成果をとりまとめ、本研究で使用する各層の年代を述べる。

(1) 瀬戸層群

瀬戸層群は下位の土岐口陶土層と上位の土岐砂礫層に区分される[20]。瀬戸層群の年代は、月吉鉱床の西方の岐阜県多治見市周辺の土岐口陶土層と土岐砂礫層に挟まれる凝灰岩のFT年代に基づいて推定されており、土岐口陶土層と土岐砂礫層の境界の年代は10.5~10.9Maの間にいるとされている[5]。瀬戸層群基底の年代は、土岐口陶土層とほぼ同じ岩相で同様な層厚を有する瀬戸陶土層が100万年かそれより若干長い期間をかけて堆積したと見られることから、おおよそ12Maと推定されている[5]。また、瀬戸層群の上限の年代は、土岐砂礫層中の凝灰岩のFT年代と土岐砂礫層基底の推定年代の年代差および基底から凝灰岩までの地層の厚さを用いて平均堆積速度を求

め、土岐砂礫層堆積中の平均堆積速度が一定だったとの仮定によって、土岐砂礫層の厚さと平均堆積速度から1.5Maと見積もられている[5]。

月吉鉱床分布域の瀬戸層群の分布は、上述の多治見市周辺の瀬戸層群に連続することから、本研究では瀬戸層群の堆積年代を1.5~12Maとした。

(2) 生俵累層

生俵累層から産出する浮遊性有孔虫化石[21]から、生俵累層は古地磁気層序のChron C5Bn(14.800~15.155Ma; 古地磁気年代はCande and Kent[22]に基づく)を含む時代に堆積したと考えられる[23]。古地磁気測定では逆帯磁が報告されており[9]、有孔虫化石から生俵累層(の少なくとも一部)はChron C5Bnを含むことから、この逆帯磁はSubchron C5Bn1r(14.888~15.034Ma)に対比されている[23]。また、生俵累層下部に挟在する凝灰岩からは13.9±1.6MaのFT年代が報告されている[24]。

氏原ほかはこれらに基づいて生俵累層の年代を14.9~15.6Maとしており[7]、本研究でもこの年代を用いる。

(3) 明世累層

明世累層からは、珪藻化石群集の*Crusidenticula sawamurai*帯に対比される珪藻化石が産出する[25]。この化石帯の年代は16.9~18.4Maとされている[26]。古地磁気測定では、明世累層中部から下部にかけてはすべて逆帯磁を示すことが報告されている[23]。この逆帯磁は、珪藻化石から推定される年代を考慮すると、古地磁気層序のC5Cr(16.726~17.277Ma)もしくはC5Dr(17.615~18.281Ma)に相当すると考えられる。また、明世累層の狭間層から18.9±1.3Ma、戸狩層から17.3±1.4Ma、月吉層から17.1±1.2MaのFT年代が報告されている[24]。

氏原ほかはこれらのデータに基づいて、明世累層の年代をおおよそ17.6~18.3Maとしており[7]、本研究でもこの年代を用いる。

(4) 本郷累層

本郷累層からは年代決定に有効な微化石は報告されていないが、本層下部の火山礫凝灰岩から20.0±1.5MaのFT年代が報告されている[24]。また、古地磁気測定では正帯磁が報告されている[9]。

氏原ほかはこれらのデータに基づいて本郷累層を古地磁気層序のC5En(18.281~18.781Ma)に対比し、本郷累層の年代を18.3~18.8Maとしており[7]、本研究でもこの年代を用いる。

(5) 土岐夾炭累層

土岐夾炭累層については、本層上部の凝灰岩から18.3±1.1MaのFT年代が報告されている[24]。本層から産出する植物化石は阿仁合型植物群に属するとされている[27]。阿仁合型植物群の産出上限の年代は17~18.5Maと考えられており[28]、土岐夾炭累層の年代はこれよりも古いと考えられる。

土岐夾炭累層に対比される、月吉鉱床の北西方に分布す

Table 1 Description of the Mizunami and Seto Groups

geological unit	depositional age (upper & lower ages)	sea-level	maximum thickness	depositional environment	depth of water
Seto Group	1.5 Ma	- 50 m	70 m	fluvial	0 m
	12.0 Ma	+ 50 m			
Oidawara Formation	14.9 Ma	+ 150 m	160 m	marine	200 m (upper)
	15.6 Ma	+ 60 m			100 m (lower)
Akeyo Formation	17.6 Ma	+ 110 m	135 m	marine	100 m (upper)
	18.3 Ma	+ 130 m			50 m (lower)
Hongo Formation	18.3 Ma	+ 130 m	70 m	lacustrine	10 m
	18.8 Ma	+ 120 m			
Toki Lignite-bearing Formation	19.0 Ma	+ 120 m	140 m	fluvial or lacustrine	0 m
	19.6 Ma	+ 100 m			

る瑞浪層群中村累層は、FT 年代に基づいて 18.4～19.6Ma に堆積したと考えられている[29]。本層から報告された FT 年代[24]は、誤差を考慮すれば中村累層の堆積年代の範囲に入る。

本研究では、土岐夾炭累層と上位の本郷累層は不整合関係にあること、中村累層と本郷累層の堆積年代を考慮し、土岐夾炭累層の堆積年代を 19～19.6Ma とする。

3.2.2 海水準変動

本研究で対象とする瑞浪層群が堆積し始めた約 2000 万年前から現在までの期間を含む時期の海水準変動は、Haq et al. 等によって求められている[30]。本研究では、Haq et al. によって図示されている海水準変動曲線[30]から、前節で述べた各層の年代における海水準を読み取り、各層堆積時の海水準とした (Table 1)。

3.2.3 地層堆積時の標高と水深

(1) 瑞浪層群

瑞浪層群堆積時の古水深は、明世累層と生俵累層から産出する貝化石と底生有孔虫化石に基づいて推定されている[31-33]。このうち糸魚川・柴田は、貝化石群集から推定される明世累層と生俵累層堆積時の水深の変化を図示している[31]。そこで、両累層堆積時の古水深を、各累層の堆積開始時（下部）と各累層の堆積終了時（上部）で変化させた (Fig. 2 および Table 1 参照)。

土岐夾炭累層と本郷累層からは古水深決定に有効な化石が産出しない。このうち、本郷累層は湖成堆積物であるが、本郷累層から明世累層にかけて一連の海進を示していると考えられている[3]。本郷累層から明世累層の堆積期には、植物化石から温暖化が進んだと見られ[28]、それによって海水準が上昇したと推察される。そこで、本郷累層堆積後の湖水面の標高を当時の海水準の高さと同じ標高と仮定した。土岐夾炭累層堆積時の標高に関する情報は得られていないため、堆積当時の海水準の高さと同じと仮定した。また、水深に関しては、土岐夾炭累層堆積時の水深

を 0m、本郷累層堆積時の水深を 10m と仮定した。

隆起・沈降量の見積もりに用いた古水深のデータおよび各層の堆積環境を Table 1 に示す。また、各層の古水深の変化は Fig. 2 に示されている。

(2) 濱戸層群

月吉鉱床周辺には、土岐口陶土層は分布せず、土岐砂礫層のみが広く分布する。土岐砂礫層は扇状地堆積物とされている[34]。土岐砂礫層当時の古地理は十分に復元されてはいないが、月吉鉱床の北方から流下する河川が、南西方～西方に存在した東海湖に流れ込んでいたと推測されている[35]。土岐砂礫層を堆積させた扇状地は月吉鉱床北方の見行山付近を扇頂とし、長さは 10km 以上に及ぶものであったと考えられている[34]。

扇状地は山地と平地の境界に形成されるが、このような規模の大きな扇状地として、現在の木曽川水系の犬山扇状地（長さ約 15km）が挙げられる。犬山扇状地では、扇頂部の標高は約 40m、扇端は約 10m である。そこで、規模の類似性から、土岐砂礫層堆積時の扇状地の標高を犬山扇状地と同等であったと考え、土岐砂礫層堆積時の標高を犬山扇状地の扇頂と扇端の標高の中間の海水準プラス 25m と仮定し、当時の水深は 0m とした。

3.2.4 不整合期における地層の削剥量

不整合期には、堆積物の上面が水面上に露出し、堆積物は削剥を受ける。このため、現在観察される層厚は、堆積時の地層の厚さから、削剥された地層の厚さを差し引いたものである。本研究で対象とする瑞浪層群と濱戸層群に関しては、土岐夾炭累層と本郷累層、明世累層と生俵累層、生俵累層と濱戸層群の間は不整合であり、したがって土岐夾炭累層と明世累層、生俵累層で現在認められる層厚は、堆積時の層厚よりも薄くなっている。

現状では削剥量を精密に見積もることは困難であるものの、広域での地層の分布と地層堆積時の古環境や古地理から削剥量を概算することができる。最初に、生俵累層を対象とした削剥量の概算の方法を述べる。生俵累層は深度

100~200mの海に堆積したと考えられている。このような海はある程度の広がりを有していたと考えられ、生俵累層堆積時の層厚は瑞浪盆地内ではそれほど大きく異ならなかつたと推察される。現在観察される生俵累層の層厚は場所によって異なるが、これは削剥を受けた結果であり、生俵累層堆積後の削剥の量が異なつたためと考えられる。そこで本研究では、堆積時の層厚を現在認められる生俵累層の最大層厚とし、それから現在認められる層厚を差し引いた分が削剥されたと考えることにより、削剥量を概算した。生俵累層堆積時の層厚は、現在観察される最大層厚である160m[3]とした。

明世累層堆積後の不整合期については、以下の考えを用いた。すなわち、本郷累層と明世累層は整合関係にあり、本郷累層堆積後には削剥は生じなかつたと考えられるにもかかわらず、後述するように東濃鉱山で観察される本郷累層の層厚は、月吉断層の北側で約30m、南側で約45mであり、瑞浪地域で観察される本郷累層の最大層厚に比べて小さい。本郷累層は湖の堆積物であり、場所によって堆積物の厚さが異なつた可能性がある。明世累層は浅海性の堆積物であり、本郷累層と同様のことが言える。東濃鉱山で認められる本郷累層の層厚は、月吉断層の北側で最大層厚の40%程度、南側で65%程度である。そこで、東濃鉱山における明世累層堆積時の層厚を、同層の最大層厚の40%（月吉断層北側）および65%（月吉断層南側）と仮定して、削剥量を算出した。明世累層の最大層厚は135mである[3]。

土岐夾炭累層は基盤岩上に刻み込まれた古河川を埋設した堆積物であり[3]、場所によって堆積時の層厚が異なつたと推察される。このため、土岐夾炭累層堆積後の不整合期における削剥量の見積もりには、上述した方法は適用できない。しかし、土岐夾炭累層と本郷累層の間の堆積年代の差は小さく、不整合の規模は、上述の明世累層および生俵累層堆積後の不整合と比べて、小さかつたと推定されるので、ここでは土岐夾炭累層堆積後の削剥による層厚の減少は考慮しない。

瀬戸層群については、現在の削剥量は不明であるため、本研究では現在の削剥を考慮しない。なお、月吉鉱床周辺

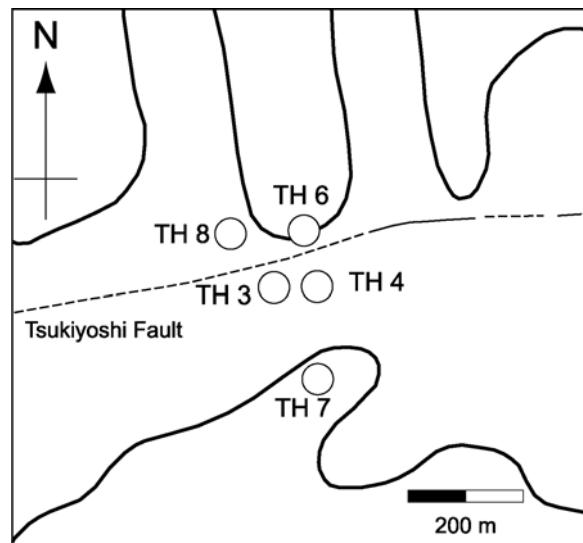


Fig. 3 Location map of bore holes studied

での瀬戸層群の最大層厚は土岐口陶土層と土岐砂礫層をあわせて100m程度とされる[5]。

3.2.5 検討に用いた地層の層厚

地層の層厚は、東濃鉱山で行われたボーリング調査で作成された地質柱状図から求めた。使用したボーリングは5孔で、月吉鉱床を横切る月吉断層の北側に2孔（TH-6とTH-8）と南側に3孔（TH-3~4, TH-7）が位置する（Fig. 3）。

ボーリング・コア記載時に行われた層序区分に基づいて各層の層厚を求めた（Table 2）。なお、月吉断層を挟んで生俵累層と明世累層の層厚に相違が認められることが知られている[36]。このため、層厚の算出あたっては、月吉断層北側と南側に分けて個々のボーリング孔で求めた層厚の平均値を各層の層厚とした（Table 2）。

Table 2から、月吉断層南側では生俵累層が分布しないことがわかる。また、明世累層と本郷累層の層厚は断層北側で厚くなっている。このような断層を挟んでの地層の分布と層厚の変化は月吉断層の活動によるものと推察されており[36]、生俵累層は月吉断層南側にも堆積したもの、同累層堆積後の侵食によって削剥されてしまったと考え

Table 2 Thickness of each stratigraphical units observed in the studied bore holes.

geological unit	thickness (m)					average thickness (m)	
	TH-6	TH-8	TH-3	TH-4	TH-7	north of Tsukiyoshi Fault (TH-6 & 8)	south of Tsukiyoshi Fault (TH-3, 4 & 7)
Seto Group	43	12	26	38	37	(43)	(38)
Mizunami Group	Oidawara Formation	46	39	0	0	43	0
	Akeyo Formation	29	27	48	41	53	28
	Hongo Formation	29	28	49	60	28	46
	Toki Lignite-bearing Formation	17	33	38	36	18	25
							31

られる。そこで、月吉断層南側については、生俵累層が堆積したもの、その後、削剥されたと見なした。

3.2.6 考慮しなかったデータ

本研究では、不整合期の古地形面の標高と圧密による層厚の減少を考慮しなかった。

不整合期の古地形面は、ボーリングの地質記載や電気探査等の物理探査等により推定することは可能である。しかし、古地形面の標高を復元することはできないため、本研究では不整合期の古地形面の標高を考慮しない。

圧密は、堆積物の間隙が減少してその密度の増加する現象であり、これによって地層の厚さは減少する。瑞浪層群では圧密による層厚の減少の実測例がないため、本研究では層厚の減少を考慮しなかった。

3.3 隆起・沈降量の見積もり結果

東濃鉱山で掘削されたボーリングから求めた層厚データを用いた隆起・沈降量の推定結果をTable 3に示す。また、Fig. 4には瑞浪層群基底面の標高変化を示した。この結果、月吉鉱床では堆積岩が堆積し始めてから現在までに3回の沈降と隆起のサイクルが認められ、隆起量としては約150万年前と推定される瀬戸層群の堆積後から現在までの期間で約340mと最も大きいと推定された(Table 3, Fig.4)。

生俵累層堆積後の不整合期には、240~280m程度隆起したと見積もられたが、月吉断層南側の隆起量は、北側に比

べて約40m大きく見積もられている(Table 3, Fig.4)。月吉断層は生俵累層堆積後に逆断層運動が生じ、断層上盤にあたる南側が、下盤にあたる北側に比べて相対的に上昇しており、その累積変位量は約40~50mとされている[36]。つまり、月吉断層の上盤にあたる南側では、月吉鉱床の隆起量と、断層の累積変位量である約40~50mとを合計した量が見かけの隆起量として求められることになる。したがって、月吉断層南側での隆起量は、本研究での見積もり値から月吉断層の累積変位量を差し引いた量であり、断層北側と同じく約240mと見積もられる。

4 瀬戸層群堆積後の隆起速度

月吉鉱床の近傍を流れる土岐川流域では、現河川との比高が約40m、30~15m、約5mの少なくとも3段の河岸段丘が識別される。このような複数段の段丘が発達する場合には、段丘の形成年代と現河川との比高から隆起速度を求めることができる[2]。しかし、土岐川流域の河岸段丘の形成年代が不明であり、この方法によって隆起速度を求めることはできない。

月吉鉱床では、前章で述べたように、瀬戸層群の堆積以後から現在にかけて大きく隆起していると考えられる。月吉鉱床を含む岐阜県東濃地方に分布する瀬戸層群には、土岐面と呼ばれる平坦面が形成されている[37-38]。土岐面の成因については、堆積面であるとする考え方[37]、瀬戸層群堆積末期の平坦化作用によって形成された堆積面と浸食

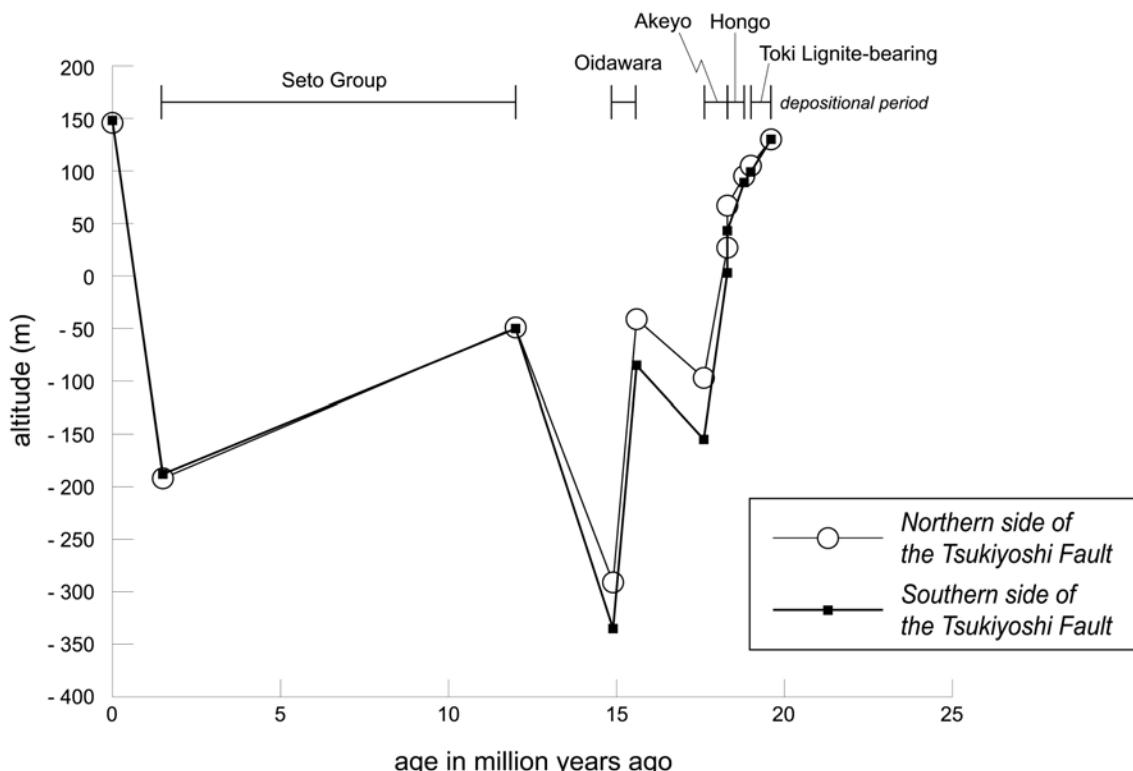


Fig. 4 Quantitative estimation of change of the basal altitude of the Mizunami Group.

Table 3 Quantitative estimation of amount of uplift and subsidence.

	age (Ma)	sea-level (m)	water depth (m)	altitude of surface of sediment	accumulated thickness of sediment	altitude of the base of the Mizunami Group	amount of uplift/subsidence	southern side of the Tsukiyoshi Fault	altitude of the base of the Mizunami Group	amount of uplift/subsidence
Present	0	0	-	-	-	+ 146 m	-	-	-	+ 148 m
End of Seto Group sedimentation	1.5	-50	0	-25 m	167 m	-192 m	338 m uplift	-25 m	163 m	336 m uplift
Beginning of Seto Group sedimentation	12.0	+50	0	+75 m	124 m	-49 m	143 m subsidence	+75 m	125 m	138 m subsidence
End of Oidawara Formation sedimentation	14.9	+150	200	-50 m	124 m	-174 m	125 m uplift	-50 m	168 m	168 m uplift
Beginning of Oidawara Formation sedimentation	15.6	+60	100	+40 m	81 m	-41 m	133 m subsidence	+40 m	125 m	-50 m
End of Akeyo Formation sedimentation	17.6	+110	100	+10 m	81 m	-71 m	30 m uplift	+10 m	125 m	-218 m
Beginning of Akeyo Formation sedimentation	18.3	+130	50	+80 m	53 m	+27 m	98 m subsidence	+80 m	77 m	133 m subsidence
End of Hongo Formation sedimentation	18.3	+130	10	+120 m	53 m	+67 m	40 m subsidence	+120 m	77 m	+43 m
Beginning of Hongo Formation sedimentation	18.8	+130	10	+120 m	25 m	+95 m	28 m subsidence	+120 m	31 m	46 m subsidence
End of Toki Lignite-bearing Formation sedimentation	19.0	+130	0	+130 m	25 m	+105 m	10 m subsidence	+130 m	31 m	10 m subsidence
Beginning of Toki Lignite-bearing Formation sedimentation	19.6	+130	0	+130 m	0 m	+130 m	25 m subsidence	+130 m	0 m	+99 m
										31 m subsidence
										+130 m

面の両方の性格を持つ地形面とする考え方[38]など諸説があるが、近年では、土岐面は小起伏侵食面と呼ばれる起伏の小さな侵食面とされている[34]。つまり、瀬戸層群の堆積後、侵食によって平坦面が形成された時期があったことを示す。土岐面の形成時期は、月吉鉱床の北東方に分布する上野玄武岩と瀬戸層群の層序関係、および瀬戸層群を覆う上野玄武岩のK-Ar年代に基づいて約100万年前であるとされている[34]。そこで、瀬戸層群堆積後の隆起が約100万年前に始まったと仮定すると、平均隆起速度は0.34mm/yearと計算される。

月吉鉱床周辺における瀬戸層群の堆積終了年代は約150万年前と推定されている[5]。仮に、月吉鉱床周辺地域が瀬戸層群堆積後、速やかに隆起し始めたとすると、前章で求めた隆起量（約340m）とこの年代値から現在までの平均隆起速度は0.23mm/yearと計算される。以上より、本研究で対象としたボーリング孔の位置においては、瀬戸層群堆積以降の平均隆起速度は約0.2~0.3mm/year程度と見積もられる。なお、日本列島の過去10万年間の隆起速度は、月吉鉱床周辺では0.0~0.3mm/yearとされており[39]、本研究で示した過去100万年~150万年間の平均隆起速度の見積もり値にほぼ一致する。

5 考察

5.1 見積もり値に影響を及ぼす要因の検討

5.1.1 地質年代の決定精度の影響

約1490万年前とされる生俵累層堆積後から約1200万年前とされる瀬戸層群堆積前の約290万年の期間に、約240m隆起したと見積もられた。この期間に一様に隆起したとすると、平均隆起速度は0.08mm/yearとなる。しかし、仮に生俵累層の堆積後、100万年の間に隆起したと仮定すると、平均隆起速度は0.24mm/yearとなる。このように、隆起速度の算定にあたっては、隆起の開始と終了の時期の年代を精度よく求めることが必要である。

生俵累層の堆積年代は同累層から産出する微化石と凝灰岩層のFT年代に基づいている。FT年代については、3章で述べたように年代測定値として中央値として1390万年が得られているが、それに対する誤差(1σ)は±160万年である[24]。すなわちこの年代値としては、1550万年から1230万年の間のいずれかにあるということになる。ここで、隆起終了時期を瀬戸層群の堆積開始時である1200万年前とし、隆起開始時期を生俵累層から報告されたFT年代値を使うと、隆起に要した期間は350万年(1550万年マイナス1200万年)から30万年(1230万年マイナス1200万年)の範囲になる。この間に240m隆起したとすると、その隆起速度は0.07mm/year~0.8mm/yearとなり、1オーダー異なる結果が得られる。

地質年代は隆起・沈降量の見積もりには影響しないが、

ここで述べたように隆起速度を検討する場合には、地質年代の精度が見積もり結果に大きな影響を及ぼす。したがって、地質年代測定値の精度の向上や複数の手法の組み合わせ等を行うことにより、隆起に要した期間の把握を精度よく行っていく必要があると考えられる。

5.1.2 海水準変動の影響

海水準変動が隆起・侵食量の見積もりにどの程度影響するかを検討するため、瑞浪層群堆積開始時から現在までの間、海水準は変動せず、海面の標高が0mにあったと仮定して、隆起・沈降量の見積もりを行った（ただし、侵食は考慮されているため、以下では、この見積もり結果を「侵食のみ考慮ケース」という）。月吉断層北側での見積もり結果をFig. 5に示す（図中の×）。これと海水準変動および侵食を考慮したケース（以下「基本ケース」という）の結果（Fig. 4およびFig. 5中の○）を比較すると、「侵食のみ考慮ケース」では、瑞浪層群堆積中には全体として標高が低く見積もられていることがわかる。瑞浪層群堆積時（約1960万年前から1490万年前）には、海水準は現在よりも50~150m程度高かったとされている[30]。したがってこの差異は、中新世には海水準が現在よりも高かったことに起因すると考えられる。

ところで、生俵累層堆積後の隆起量に着目すると、「基本ケース」では約240mの隆起と見積もられたのに対し、「侵食のみ考慮ケース」では約340mの隆起と見積もられた。両ケースの違いは、海水準変動によって生じている。つまり、「基本ケース」では生俵累層堆積終了時の海水準が+150mであったのに対し、瀬戸層群堆積開始時の海水準が+50mで、約100mの海退が生じている。生俵累層堆積終了時の水深は200mとしており、「侵食のみ考慮ケース」では水深の200mと地層の削剥量分（および瀬戸層群堆積時の標高）の合計として約340m隆起したと見積もられる一方、「基本ケース」では100m分は海退によるものであるため、隆起量が約240mと「侵食のみ考慮ケース」に比べて100m少なく見積もられている。

前小節では、生俵累層堆積後の隆起速度を議論したが、「侵食のみ考慮ケース」での隆起速度を算出すると0.1mm/year~1.1mm/yearとなり、「基本ケース」と比べて隆起速度が40%程度早くとなる。

なお、本研究で使用した海水準変動曲線は、主にヨーロッパとアメリカに分布する地層を対象にシーケンス層序学的手法を用いて復元されたものである[30]。しかし、地層の堆積年代等に誤差を含む可能性はあるため、連続したデータが取得されており地質年代も比較的明確にされている海洋底で掘削されたコアに含まれる有孔虫化石の酸素同位体組成のデータなどを用いて、海水準変動曲線の年代をより確かなものにする等、更なる精度の向上が必要である。

5.1.3 侵食量の影響

次に、侵食量が隆起・沈降量の見積もりにどの程度影響するかを検討する。瑞浪層群堆積開始時から現在までの間、一切の侵食が生じず、不整合期においても削剥による層厚の減少がなかった、すなわち、現在観察される層厚が堆積時の地層の厚さと同じであると仮定して、隆起・沈降量の見積もりを行った（ただし、海水準変動は考慮されているため、以下では、この見積もり結果を「海水準のみ考慮ケース」という）。月吉断層北側での見積もり結果をFig.5に示す（図中の▲）。これと「基本ケース」の結果（Fig.4およびFig.5中の○）を比較すると、侵食を考慮しない場合には、不整合の下位層（生俵累層や明世累層）堆積時の沈降量と不整合期の隆起量が小さいことがわかる（Fig.5）。具体的には、生俵累層堆積時の沈降量が「基本ケース」では約250mであるのに対して「海水準のみ考慮ケース」では133mと見積もられた。また、生俵累層堆積後の隆起量は「基本ケース」では約240mであるのに対して「海水準のみ考慮ケース」では125mとなった。「基本ケース」では生俵累層堆積後の不整合期に約120m削剥されるので、その分が沈降量と隆起量から差し引かれている。「海水準のみ考慮ケース」は現在認められる層厚分のみが堆積したとの仮定に基づくため、堆積時の地層の厚さは最も小さく見積もられている。つまり「海水準のみ考慮ケース」では隆起・沈降量として最小値を見積もっていることになる。

本研究では、現在認められる地層の最大の厚さから侵食

量を見積もった。しかし、最大層厚の分布域でも不整合期に侵食を受けた可能性はある。このため、隆起・沈降量をより精度よく求めるためには、堆積時の地層の厚さや侵食量の復元が必要である。

5.2 隆起・侵食による地質環境の変化

地下水の動きは主に動水勾配と岩盤自体の透水性に支配されており、このうち、動水勾配は地形に強く依存する。したがって、隆起・侵食によって地形が変化すると、動水勾配の変化により地下水運動に変化が生じ、これによって酸化還元環境などが変化する可能性がある。

現在の瑞浪層群中の地下水は、水素・酸素同位体から天水起源と考えられており、その滞留時間は数千年～1万数千年と推測されている[40]。月吉鉱床が存在する地表下130～150mの深度での瑞浪層群中の地下水の酸化還元電位は約-360mVと測定されている[41]。このような強還元環境は、地層中の有機物を介した硫酸還元菌による硫酸還元とそれに続く硫化鉄物の沈殿によって形成されていると考えられている[40]。この反応に使われる硫酸イオンは、月吉鉱床においては、地表近くの酸化帯が海成層に達することによって、海成層に含まれる硫酸塩や硫酸物から形成されたものである可能性が指摘されている[40]。このため、瀬戸層群堆積後の隆起時に、侵食がそれほど生じておらず、酸化帯や酸化的な地下水が海成層まで達していない時期には、月吉鉱床の存在深度には硫酸イオンが供給さ

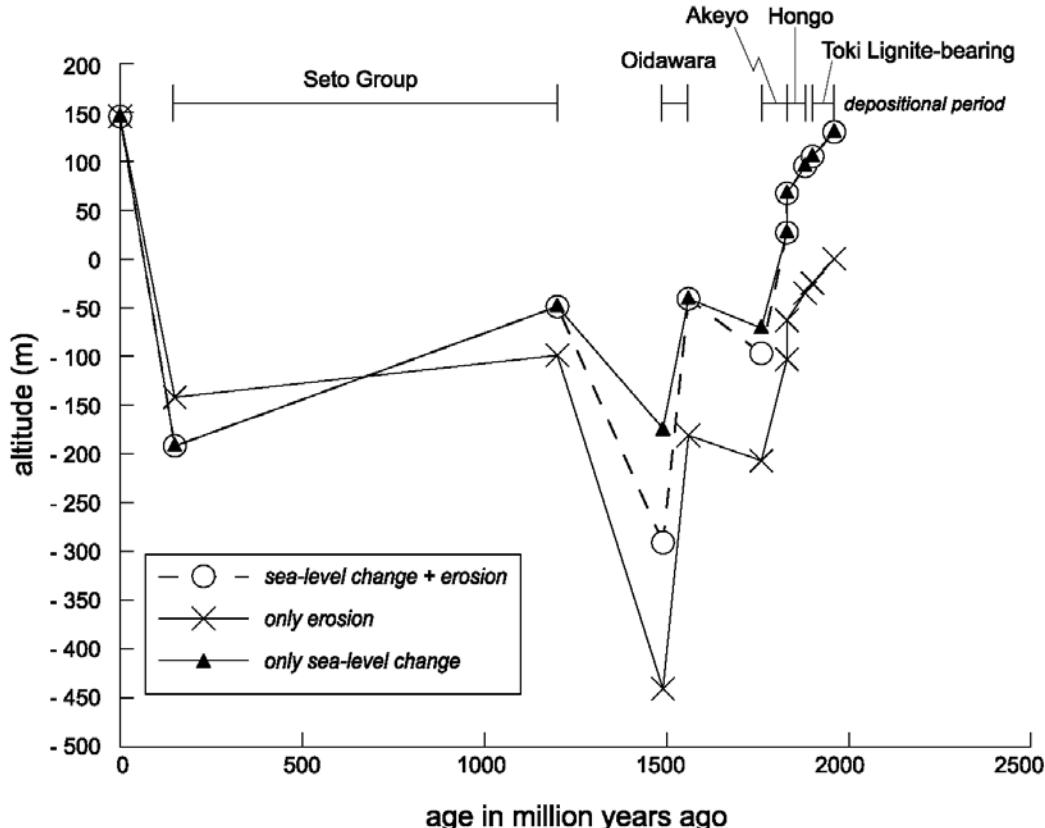


Fig. 5 Comparison of quantitative estimations using various assumptions. Lines indicate the change of the basal altitude of the Mizunami Group at the northern side of the Tsukiyoshi Fault.

れど、堆積岩中の地下水が現在と同じように淡水系であれば、酸化還元環境を含む地質環境は現在のそれとは異なっていた可能性がある。また、海成層堆積時の地下水が海水系であった時期にも、現在とは異なる地質環境にあった可能性もある。

ところが、現在の月吉鉱床の存在深度で生じていると考えられている、有機物を介した硫酸還元菌による酸化還元反応は、生俵累層堆積後の侵食期から現在まで継続していると考えられている[42]。さらに、瑞浪層群上部の生俵累層と明世累層には貝化石が含まれているが、これらの分布域では、現在の地表面から深度20~60mまでは貝化石が溶脱しているものの、それ以深では溶脱していない[42]。この観察結果から、地表下20~60m以深では、炭酸塩鉱物を保存する地質環境が、これらの地層の堆積時期から現在まで保持されてきたことを示すものと考えられている[42]。これらの考察から、本研究で隆起量が最も大きいと見積もられた瀬戸層群堆積後から現在までの期間においても、瑞浪層群中では、隆起・侵食に起因する地質環境の変化は地表近くに限定されていたことが示唆される。

ところで、酸化還元環境の指標となる鉄鉱物に関しては、瑞浪層群では現在の地表下20~30mの範囲では水酸化鉄の沈着が認められる一方で、深度60m以深では還元状態を示唆する黄鉄鉱が存在する。この黄鉄鉱のうち、淡水成層（土岐夾炭累層と本郷累層）に産出する自形から半自形の黄鉄鉱は、海成層（生俵累層と明世累層）堆積後の侵食期に、天水起源の地下水と海水起源の地下水とが混合した地下水が土岐夾炭累層に供給されることによって形成されたと考えられている[43]。その形成時期は続成作用の初期段階で、海成層堆積後の隆起時期とされている[43]。ウラン濃度と黄鉄鉱の量の関係から、ウラン鉱化作用は淡水成層中の自形から半自形の黄鉄鉱の形成と同時に生じたと推定されている[43]。つまり、黄鉄鉱の形成とウラン鉱化作用も隆起・侵食による地下水流动および地質環境の変化に伴うものである可能性があり、ウラン鉱床を形成した地質環境の形成にも隆起・侵食が関わっている可能性が示唆される。

なお、月吉鉱床における現在主な溶解度制限固相は UO_2 (am)であること、その溶解度はpH、酸化還元電位のほかに炭酸ガス分圧に影響されるとされている[42]。これに基づけば、過去のpH、酸化還元電位、炭酸ガス分圧を見積もることによって、地下水へのウランの溶解度を推定することができ、地質環境の変化がウランの移行・保持に及ぼした影響を評価する際の一助となる。

6 おわりに

本論では、月吉鉱床で掘削されたボーリング孔で観察される累層および層群オーダーの地層の厚さに基づいて、大

まかな見積もりではあるものの、月吉鉱床における隆起・沈降量と約150年前から現在までの隆起速度を見積もった。この結果、現時点では約150万年前もしくは約100万年前と推定される瀬戸層群堆積後から現在まで期間の隆起量が約340mで最も大きく、この間の平均隆起速度は0.2~0.3mm/年と見積もられた。

本研究で示したように、隆起・侵食は約1000万年前と考えられる月吉鉱床の形成の前から現在に至るまで繰り返し起こっていたと考えられる。このような変動を長期的に被りながらもウラン鉱床は長期間にわたって保存されており、隆起・侵食の影響はウラン鉱床の存在深度にまでは達しなかったものと考えられる。このことから、長期の時間スケールで生じる地質学的変動の影響下においても、地質環境が放射性核種を保持する能力を有することが事例として示されたと考えている。

しかし、隆起・侵食と、ウラン鉱床を保存してきた地質環境の形成・保持との関係は明らかにされていない。今後、隆起・侵食に伴う地下水流动系の変化や、地球化学環境の形成・保持のメカニズムを明らかにし、隆起・侵食に伴う地質環境の変化やその影響範囲を具体的に示すとともに、このような知見を性能評価モデルに反映することにより、地層処分システムの長期的安全性の信頼性の向上に資することが重要である。

謝辞

核燃料サイクル開発機構東濃地科学センターの岩月輝希博士、村上由記博士、新里忠史氏（現幌延深地層研究センター）には日頃から研究内容について議論して頂いている。また、2名の匿名査読者からは、細部にまでわたって本稿の改善に大変有益かつ詳細なご指摘をいただきました。以上の方々に深く感謝致します。

参考文献

- [1] 太田久仁雄、湯佐泰久：放射性廃棄物地層処分の概念とナチュラルアナログ研究の役割. 資源環境地質学：地球史と環境汚染を読む、資源地質学会、東京, pp.379-386 (2003).
- [2] 核燃料サイクル開発機構：わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—(総論). 核燃料サイクル開発機構技術資料 JNC TN1400 99-020 (1999).
- [3] 糸魚川淳二：瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館専報 no.1, 50p. (1980).
- [4] Yusa, Y., Ishimaru, K., Ota, K., Umeda, K. : Geological and geochemical indicators of paleohydrogeology in Tono uranium deposits, Japan. In: *Paleohydrogeological methods and their applications. Proceeding of an NEA*

- Workshop, Paris (France), 9-11 November 1992, pp.117-146 (1993).
- [5] 陶土団体研究グループ: 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地—岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例ー. 地球科学 **53**, 291-306 (1999).
- [6] Suzuki, K., Adachi, M. : Denudation history of high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 22-37 (1998).
- [7] 氏原 溫, 入月俊明, 細山光也: 岐阜県東濃地域の新第三系. 日本地質学会第106年学術大会見学旅行案内書, pp.97-116 (1999).
- [8] 石原舜三, 鈴木淑夫: 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩. 地質調査所報告 no.232, 113-127 (1969).
- [9] Hayashida, A. : Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of the Setouchi Miocene Series. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* **38**, 295-310 (1986).
- [10] 竹内 章: 日本列島のネオテクトニクスと構造区. 月刊地球 **21**, 537-542 (1999).
- [11] 動力炉・核燃料開発事業団: 日本のウラン資源. 動力炉・核燃料開発事業団技術資料, PNC PN7420 94-006 (1999).
- [12] 小室光世, 山本正博, 鈴木 滋, 野原 壮, 武田精悦: 東濃地域月吉鉱床におけるウランの産状. 鉱山地質 **40**, 44 (1990).
- [13] 小室光世, 大塚保夫, 山本正博: 東濃地域月吉鉱床におけるウランの産状 (その2)—Fe-Ti酸化鉱物および輝沸石に伴うウランについてー. 鉱山地質 **41**, 177 (1991).
- [14] 堀川循正, 小室光世: 東濃地域月吉鉱床におけるウランの産状 (その3)—有機物に伴うウランについてー. 資源地質学会第46回年会講演会講演要旨集 p.86 (1996).
- [15] Ochiai, Y., Yamakawa, M., Takeda, S., Harashima, F. : Natural analogue study on Tono uranium deposit in Japan. In: *CEC Natural analogue working group, Third Meeting*, Snowbird, USA, 15-17 June 1988, *CEC Nuclear Science and Technology Series*, EUR 11725, 126-138 (1989).
- [16] Nohara, T., Ochiai, Y., Seo, T., Yoshida, H. : Uranium-series disequilibrium studies in the Tono uranium deposit, Japan. *Radiochimica Acta* **58/59**, 409-413 (1992).
- [17] Yoshida, H. : Relation between U-series nuclide migration and microstructural properties of sedimentary rocks. *Applied Geochemistry* **9**, 479-490 (1994).
- [18] Yoshida, H., Kodama, K., Ota, K. : Role of microscopic flow-paths on nuclide migration in sedimentary rocks - A case study from the Tono uranium deposit, central Japan. *Radiochimica Acta* **66/67**, 505-511 (1994).
- [19] Yoshida, H., Yui, M., Shibutani, T. : Flow-path structure in relation to nuclide migration in sedimentary rocks - An approach with field investigations and experiments for uranium migration at Tono uranium deposit, central Japan. *Journal of Nuclear Science and Technology* **31**, 803-812 (1994).
- [20] 赤嶺秀雄: 濑戸市を中心とする陶土地帯の地質, 特に陶土および亜炭を含む地層の堆積状態について. 資源科学研究所彙報, **34**, 25-39 (1954).
- [21] Saito, T. : Miocene Planktonic Foraminifera from Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Second Ser. (Geology)*, **35**, 123-209 (1963).
- [22] Cande, S.C., Kent, D.V. : Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 6093-6095 (1995).
- [23] Hiroki, Y., Matsumoto, R. : Magnetostratigraphic correlation of Miocene regression-and-transgression boundaries in central Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **105**, 87-107 (1999).
- [24] 小林孝男: 岐阜県可児盆地東部の地質とウラン鉱化作用. 鉱山地質 **39**, 79-94 (1989).
- [25] Gladenkov, A.Y. : Oligocene and lower Miocene diatom zonation in the North Pacific. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **6**, 150-163 (1998).
- [26] 斎藤常正: 最近の古地磁気層序の改訂と日本の標準微化石層序. 石油技協会誌, **64**, 2-15 (1999).
- [27] 伊奈治行, 1981, 瑞浪層群の化石 1. 可児・瑞浪盆地の植物. 瑞浪市化石博専報, no.2, 20p. (1981).
- [28] 山野井徹: 新第三紀における日本島の古植生. 月刊地球 **16**, 180-185 (1994).
- [29] 鹿野勘次: 岐阜県美濃加茂盆地の下部中新統瑞浪層群のフィッショング・トラック年代. 美濃加茂市民ミュージアム紀要, 第2集, 1-8 (2003).
- [30] Haq, B.U., Hardendol, J., Vail, P.R. : Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science* **235**, 1156-1167 (1987).
- [31] 糸魚川淳二, 柴田 博: 濑戸内区の中新世古地理 (改訂版). 瑞浪市化石博物館研究報告, no.19, 1-12 (1992).
- [32] 濑戸浩二: 瑞浪層群の底生有孔虫化石群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.19, 165-191 (1992).
- [33] 天野和孝, 野中孝彦: 貝化石群集の群集構造による古水深の推定方法—中新統瑞浪層群産貝化石群集を例としてー. 化石, no. 70, 23-34.
- [34] 森山昭雄: 中部山岳地域における山地形成の時代性ー山はいつ高くなったか?ー. 大学テキスト 変動地学, 古今書院, 東京, pp.87-109 (2001).
- [35] 中山勝博, 陶土団体研究グループ: 濑戸層群の堆積盆地. 地球科学 **43**, 392-401 (1989).
- [36] 郡谷順英, 野原 壮, 鈴木元孝: 濃密なボーリングコアデータから推定できる月吉断層の形態と活動履歴について. 地球惑星関連学会 2003年合同学会要旨集 CD-ROM, G015-P003 (2003).
- [37] 木曾敏行: 木曾川隆起の地形発達. 地理学評論 **36**,

86-109 (1963).

[38] 森山昭雄, 丹羽正則: 土岐面・藤岡面の対比と土岐面形成に関連する諸問題. 地理学評論 **58**, 275-294 (1985).

[39] 藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二: 日本列島の最近約10万年間の隆起速度の分布. 月刊地球, **26**, 442-447 (2004).

[40] 岩月輝希, 村上由記, 長沼 育, 濱 克宏: ウラン鉱床の長期保存に係わる岩盤の酸化還元緩衝能力—東濃地域における天然環境の水—鉱物—微生物システムの研究例—. 地球化学 **37**, 71-82 (2003).

[41] Japan Nuclear Cycle Development Institute : H12 project to establish technical basis for HLW disposal in Japan -Supporting Report 1 Geological environment in Japan-. JNC Technical Report JNC TN1400 2000-002 (2000).

[42] Iwatsuki, T., Arthur, R., Ota, K., Metcalfe, R. : Solubility constraints on uranium concentrations in groundwaters of the Tono uranium deposits, Japan. *Radiochimica Acta* **92**, 789-796 (2004).

[43] Shikazono, N., Nakata, M. : Compositional variation of pyrite, diagenetic alteration and genesis of Tono sandstone-type uranium deposits in Japan. *Resource Geology Special Issue* no.20, 55-64 (1999).

