

地下水流動制御施設設計のための地盤の 不均質性の解明に関する研究

—放射性同位体測定等の複合調査法を用いて—

石田 聡*

目次

| | | | |
|---------------------------------------|----|------------------------------|----|
| I 緒言 | 1 | 2 第四紀洪積砂礫層における人工かん養水の浸透機構 | 16 |
| 1 研究の背景 | 1 | a 調査地区の概要 | 16 |
| 2 地下水流動を規制する地盤の不均質性について | 2 | b 実験方法 | 17 |
| 3 研究の目的 | 2 | c 実験結果 | 18 |
| 4 地下水流動制御施設設計に影響を及ぼす地盤の不均質性と関連する研究の現状 | 3 | d 考察 | 20 |
| a マクロポアと地下水かん養 | 3 | 3 第三紀層泥岩地すべり地における排水トンネル効果判定 | 23 |
| b 地すべり地の亀裂性地下水と対策工施工効果 | 3 | a 調査地区の概要 | 24 |
| c 第四紀石灰岩層の透水性分布と地下ダム開発 | 4 | b 調査方法 | 25 |
| d 岩盤風化と元素濃度分布 | 5 | c 調査結果 | 26 |
| 5 本論文の構成 | 5 | d 考察 | 27 |
| II 調査手法 | 6 | e まとめ | 29 |
| 1 ラドンによる地下水調査法の概要 | 6 | 4 地下ダム流域における第四紀石灰岩層の透水性分布の解明 | 29 |
| a 測定原理 | 6 | a 調査地区の概要 | 29 |
| b ラドンの測定法 | 7 | b 調査方法 | 30 |
| c 地下水中のラドン濃度変化による水の鉛直浸透状況の推定 | 8 | c 調査結果 | 32 |
| 2 中性子水分検層法 | 9 | d 考察 | 33 |
| a 地盤の水分量測定法 | 9 | e まとめ | 35 |
| b 中性子水分検層法の現状と課題 | 9 | 5 白亜紀花崗岩の風化度判定と元素濃度 | 35 |
| c 自動巻き上げ法による中性子水分検層法の誤差率の低減 | 10 | a 調査地区の概要 | 35 |
| d 機器構成と校正実験 | 10 | b 調査方法 | 36 |
| e 測定誤差と走査速度 | 11 | c 調査結果 | 37 |
| f 測定誤差の比較 | 12 | d 考察 | 37 |
| g 測定試験 | 13 | e 広域的な元素濃度分布調査 | 38 |
| 3 放射能探査法 | 13 | f まとめ | 40 |
| a 概説 | 13 | 6 まとめ | 40 |
| b 岩盤の風化度と天然放射性元素の移動性 | 14 | IV 結言 | 41 |
| c 車載型γ線スペクトロメトリーの改良 | 15 | 参考文献 | 43 |
| III 現地調査 | 15 | Summary | 47 |
| 1 調査対象と手法の選定 | 15 | | |

I 緒言

1 研究の背景

近年、特に20世紀以降の科学技術の目覚ましい進歩によって、人々は、豊かで便利な生活を獲得した。地下水学の分野においても、地下水資源の探査・開発技術の進歩によって、地下水は農業用水、工業用水、生活用水等に広く利用されるようになり、わが国においての地下

*企画管理部業務推進室

*平成19年3月5日受理

キーワード：地下水・ラドン・トリチウム・中性子水分検層・放射能探査・地すべり・人工かん養・地下ダム・石灰岩・花崗岩・硝酸態窒素・浸透・風化・元素マッピング

水年間利用量は全水利用量の2割を占めるに至った。近年では地下水に関わる技術は、人々の生活の向上のため様々な形で応用されている。

著者は農林水産省の地質・地下水調査および研究部門に17年間所属し、地下水流動を制御する施設の設計・建設に携わってきた。農林水産省においては地下水資源の持続的な確保のため、地下に止水壁を設ける地下ダムの建設や、地表水を地下に強制的に浸透させる人工かん養実験が行われている。農業用水を確保する地上ダムの建設では堤体基礎からの貯留水の浸透を防ぐため、広範囲のグラウトが行われている。農地を地すべりから守る地すべり防止事業においては地すべりの要因となる地下水を排除するため、排水トンネルが掘削されている。近年では洪水を調整する調整池に浸透機能を付加し、施設容量を小さくしてコストを削減する試みも行われている。これらのうち、地下ダム、ダム基礎遮水は地下水の流動を遮断するものである。また、人工かん養・浸透型調整池は地下水の流動を増進させるもの、地すべり排水トンネルは地下水の流動を低減させるものとして位置づけることができ、本研究ではこれらを一括して地下水流動の制御と呼ぶ。

これらの応用現場においては、基本的に地盤はある程度の広がりの中では均質であるものとして解析されているが、実際には地盤は不均質であり、地盤の不均質性によって実際の地下水の流れと解析結果とが大きく異なる場合も少なくない。上記した施策を講じるため、水の一見不規則な動きについて、それを支配する地盤の不均質性について実態を把握することは重要な課題である。

2 地下水流動を規制する地盤の不均質性について

地下水流動を規制する地盤の不均質性の代表的なものは地質の違いであり、複雑な地質構造を持つわが国では地質分布及び地質構造を三次元的に把握する調査法が数多く開発されている。測定手法は対象の規模及び深度で方法が異なり、数十cmという狭い範囲では現地で採取された非破壊試料の土壌物理学的試験法が用いられるが、数mというやや広い範囲ではトレンチ掘削で現れた地層断面の観察で地層区分とその連続性を把握し、代表試料の室内実験で各地層の性状を把握する。さらに広い範囲では物理探査で得られた情報から地質構造を大きく区分して試掘で検証し、試掘井を利用しての電気検層や密度・水分検層で地質を検討する。また、揚水試験等を実施して拡がりを持った帯水層としての物理性を計測する(小前, 1996)。

一方で同一の地質区分に属する地盤の不均質性も水の浸透・地下水の流動に影響を与える。地下水制御技術に関連するものを挙げると、地下水かん養に対してはマクロポア、地すべり抑制工に対しては亀裂、石灰岩地帯に開発される地下ダムに対しては溶食・再結晶化や帯水層の空隙充填物、ダムサイトの遮水設計に対しては岩盤の

風化度が、施設の設計に大きな影響を及ぼす。地質的に同一の層では比抵抗や弾性波の伝搬速度等の物理性に差異が現れ難いことから、岩盤の風化度を除いてはこれらの不均質性を物理探査手法で検出することは難しく、解析を困難なものにしている。また、これらの手法は物質の持つ物理特性の相対的な差異に基づく検出法であるため、基本的に試掘調査等を行って物理特性と不均質性との整合を図る必要がある。本研究では地下水制御技術の設計・施工・評価に資するという観点から、現状ではその把握が困難である水の浸透・地下水の流動に影響を与える同一の地質区分に属する地盤の不均一性を研究対象とする。

3 研究の目的

地下水流動に影響を及ぼす不均質性を把握するために、その不均質な場に地下水を流動させ(または既に流動している地下水を採取し)、地下水質や岩盤の状態の変化を追跡する手法が考えられる。このような手法は、不均質性を地下水質や岩盤の状態の変化に反映させる指標が存在すれば有効である。しかし、地下水質について見ると、一般的に計測されている溶存イオンについては同一の地質を通過する場合亀裂や空隙状態が不均質であっても、成分に大きな差異が出ることは少ない。一方で自然環境中には特定の放射性同位体が微量ではあるが存在しており、地下水中でもその濃度を変化させながら含有されている。これらの環境放射性同位体のうち、トリチウム、ラドン等は半減期が比較的短い(トリチウムで12.3年、ラドンで3.8日)、地下水流動を捉える天然(一部人工)のトレーサーとして利用され、地下水の流路(水みち)や地下水の年齢の推定に役立ってきた。これらの環境同位体は短半減期の他、地下水と地表水との大きなコントラスト、地盤中において飽和度・亀裂の発達度・帯水層の粒土組成等で濃度が変化する(ラドン)等の特性を併せ持っている。

岩盤の状態を放射性同位体を指標として直接計測する手法も考えられる。ウラン、カリウム等の天然放射性同位体を含む元素は自然界の岩盤に微量ではあるが含まれており、岩盤の風化に伴って徐々に溶脱すると考えられている。これは岩盤の状態の変化(風化)を放射性同位体濃度という指標で捉えることができる可能性を示している。人工放射性線源を用いた中性子水分検層も、岩盤中を流れる水を外から追跡する手法としては有効である。この検層法は古くから用いられているものであるが、測定精度的に僅かな水分量の経時変化を捉えることは難しいのが現状である。

本研究では環境同位体のこれらの特性に着目した調査法の提案・既往の測定手法の改良を行い、現地において地盤の不均質性を解明し、手法の有効性を実証するとともに、地下水制御技術の設計・施工・評価に資することを目的とする。

4 地下水流動制御施設設計に影響を及ぼす地盤の不均質性と関連する研究の現状

2で述べた通り地盤の不均質性には様々な要素があり、それぞれの分野について研究が進んでいる。ここでは本論文で研究対象とする地下水制御技術である人工かん養、地すべり抑制、地下ダム、ダム基礎遮水設計のそれぞれに影響を及ぼす、砂礫層中の卓越流、第三紀泥岩層地すべり地の亀裂流、第四紀石灰岩層の透水性、岩盤風化と物質の移動性について、既往の研究状況と課題について述べる。

a マクロポアと地下水かん養

土壌中の飽和あるいは不飽和浸透については農学の分野に数多くの研究例があるが、水の深層への浸透、地下水かん養といった現象とのかかわりで捉えられている事例は少ないのが現状である（岡，1995）。その中で降雨に伴う応答の速い地下水位の変化を説明する流出機構としては大別して二つの考え方がある。一つは土壌水の移動機構に立脚する考え方で、間隙空気圧の増大説（Andersen and Sevel, 1974, Hewlett and Hibbert, 1961）、マトリクス中のピストン流説等がある。他の一つは地層を不均質な媒体として捉え、その中の大間隙等を選択的に流れる卓越流の存在を重要視する考え方である（前田ら，1986, Beven and Germann, 1982）。これらのメカニズムについてはまだ十分に明確にされていないが（田中，1996）、不飽和帯の水移動は、ひび割れ、亀裂やその他の構造的不均一による大間隙（マクロポア）を流れる卓越流が重要であるとの認識が増大していると指摘されている（Beven and Germann, 1982）。マクロポアの大きさについては研究者の間で意見の相違が見られる。例えば Beven and Germann（1982）は直径 0.3cm 以上の間隙をマクロポアとしているが、多くの研究者は現在マクロポアという用語を、土壌中の選択的な流れを引き起こすと考えられる連続した間隙構造の総称として用いている（安池，1996）。一方、Jones（1971）は降雨に伴う応答の速い地下水流出現象を説明する流出機構として、地層中に卓越流の流路となるパイプが存在するとし、卓越流をパイプ流と呼んでいる。本論文では深度 5m 以深の透水性の良い砂礫層中において、ダルシー流では説明できない流速を持つ卓越流について論ずる。これは土壌物理学で論じられている土層中の生物活動等によって形成されるマクロポアとは異なるものであるが、マトリクス流より速い流れの流路という意味でこれらを総称してマクロポアと呼ぶ。

関連する研究として、平田（1971）は 1 年に亘って中性子水分計によって不飽和帯の体積含水率を測定し、層厚 6～7m のローム層及びその下位に分布する砂礫層（深度 8～11m）において、降雨直後に 1～2% 程度の水分量の上昇が生じることを明らかにし、降水の降下浸透に関する関東ロームの性質は決して均質ではなく、とくに中層以深の関東ローム層については、容積的には地層の

わずかな部分しか占めていないが、透水性の極めて良い水みち的な間隙が存在し、降雨の急速な降下浸透はこの部分を通して行われると指摘している。田中ら（1984）は降雨に対する応答の速い地下水流出はダルシー流では説明できず、ダルシー流より遙かに速い卓越流が地層中に存在することを現地試験（トレーサー試験）によって明らかにしている。前田ら（1986）は、パルス状の移動を引き起こす原因を量的にはわずかであるマクロポア中を流れる水であるとし、このわずかな水の降下浸透によって、間隙中に保持され静止していた水がマクロポア中へ押し出されるか、あるいは通常の土粒子間隙中を流れるマトリクス流として少しばかり下方へ移動するのではないかと推論している。Johnston（1987）は、西オーストラリアの南西で、豪雨時に発生した選択的水流が 12～14 時間で G.L. -16m の地下水面へ到達し、地下水面のマウンド（膨らみ）を形成し、そのマウンドは 2～4 日間で消滅したこと、またこのような卓越流によるかん養が、地域全体のかん養に大きく寄与していることを示した。

地下水かん養は地下水面へ水が付加される過程であることから、地下水かん養のプロセスを考える場合、地下水面近傍における土壌水の挙動を明らかにすることが重要となる。地下水面に排水される土壌水の挙動は、室内実験から検討されており、佐倉・谷口（1983）は比較的浅い地下水面の存在を想定したカラムによる室内浸透実験によって、濡れ前線が毛管上昇（毛管帯）の上限に達すると土壌水の一斉移動が始まるというロージェ（1963）の指摘を確認すると共に、不飽和毛管水帯が飽和毛管水帯と同様の性質を持つ（濡れ前線がその上端に達すると一斉に排水が始まる）こと、排水が始まると排水量は徐々に一定値に近づき、一定値に達した後は各深度の圧力水頭も変化しない定常状態に達することを明らかにしており、マトリクス流の毛管帯到達時の水の挙動を明らかにした点で重要である。Beven and Germann（1982）は、大間隙が水文学的に重要な役割を演じていることを、当時の野外データや理論から考察した。今後の見通しとして野外データの蓄積の重要性を述べているが、人工かん養の対象地となる砂礫層を対象として、卓越流の浸透状況を経時変化を現地実験によって確認した研究例はこれまでにない。地下水の人工かん養を考える上では、透水係数から想定される速度より遙かに速い卓越流の存在の有無やその比率等の不均質性を明らかにすることは、かん養水の浸透速度や浸透量を計算し施設規模を決定する上で重要であり、浸透機構の解明および調査手法の確立が待たれている。

b 地すべり地の亀裂性地下水と対策施工効果

地すべりは多くの素因誘因が複雑に絡み合い発生している。誘因の主なものとしては降雨、融雪水等がある。これらは土塊の間隙や岩の割れ目に浸透し、含水比を増加させ土塊や岩のせん断強さを低下させたり、下位層に

存在する地下水に加わり地下水位や間隙水圧を上昇させることにより、地すべり斜面のせん断強さを低下させる(丸山ら, 1988)。我が国では地すべり防止対策として、一般的に抑止工および抑制工が現場に応じて組み合わせられて実施されている。近年国営事業等で対象となっている大規模地すべりに対しては、想定しているすべり面深度が深く、抑止工の施工が難しいため、抑制工、特に排水トンネル等の地下水排除工中心の対策が執られている。これらの地下水排除工の施工目的はすべり面にかかる間隙水圧の低減であり、その施工効果を判定するためにはすべり面に間隙水圧計を設置して経時変化を観測する方法が最も確実であるが、すべり面が50m以深と深い場合、すべり面の地下水流動部を特定し間隙水圧計を設置することは困難である。このため、施工効果は観測井の地下水位変化によって推定されているのが現状である。しかし、大深度の岩盤地すべりにおいては、岩盤内の亀裂の発達状況等に地下水流動が規制されること等の理由から、断層などの大規模な水みちが明らかになっている場合を除き、岩盤内の地下水流動は不均質であり、限られた数の観測井によってすべり面及びその周辺の地下水流動状況の変化を正確に観測することは困難な場合が多い。

竹内ら(1993)は地下水排除工の効果判定法として、電気探査、地温測定調査(1m深地温)、排水量測定の実施例と効果を示している。このうち電気探査、地温測定調査は主に浅層地下水を調査対象としており、排水トンネルが施工される深度50m以深における地下水流動状況の変化を捉えることは難しい。また、排水量の変化は排水トンネル周辺の地下水流動状況変化を表す一つの指標となるが、単純に排水量の大小が即抑制効果に比例するとは言えず(竹内ら1993)、排水トンネル施工後の地下水流動状況の変化を捉えて地すべり抑制工の効果を評価する効果的な手法は確立されるに至っていない。

本論文で研究対象とする第三紀層泥岩の物性に関する研究として、仲野・中里(1993)は新潟県東頸城丘陵の椎谷・寺泊層泥岩の地すべり地を対象として、地すべり粘土の完全軟化状態における有効応力と含水比の関係が採取地点によらず一定の直線関係にあることを明らかにした。その関係(完全軟化状態含水比曲線)と、泡式ボーリング・3重管式サンプリングによって得られた試料の含水比プロファイルとの比較から、すべり面の位置およびそこにかかる被圧地下水やパイピングなどによる空洞的な水みちの存在を推定した。また、北陸農政局(1993)は、同じ第三紀層地すべり地の泥岩を対象として、ボーリングコアの自然含水比を測定することにより、すべり面位置及び間隙水圧が推定できることを示した。今泉(1996)は、地すべり地内のボーリング孔内において中性子水分検層を行い、孔内の鉛直含水比分布と、仲野ら(1992)が示した完全軟化含水比曲線を比較し、すべり面を特定できることを示した。これらの研究ではいずれ

も1回の含水比測定ですべり面を特定している。一方地下水排除工が施工されている現場においては、すべり面深度がある程度特定されているので、すべり面を貫く観測孔において含水比の測定を定期的に行い、すべり面付近の含水比変化を捉えることができれば、測定値を変化させる要因としては測定部周辺の水分量変化のみと考えられるので、地下水排除工の効果を判定することが可能と考えられる。しかし、これまでこのような地盤中の不均質な地下水流動状況の変化を測定した研究例はない。

また、排水トンネル等の大規模地下水排除工から排出される地下水は、施工深度が深いことから比較的長い期間地下に滞留していたと考えるのが一般的である。ところが、排水箇所によっては地表からの水が数日程度の短期間で到達している可能性もある。このような水みちが存在している場合、すべり面の含水比が低下した後も、集中豪雨時に浸透量が一挙に増大し、すべり面に大きな間隙水圧を与える可能性があるため、水抜きボーリングの施工間隔を密にする等の対策を講じる必要がある。このため地下水排除工の効果を判定するためには、すべり面付近の含水比変化を測定するのみでは不十分であり、地下水の滞留時間も効果判定の重要な要素となる。地下水の滞留時間を推定するには地下水中のラドン、トリチウム等の放射性同位体濃度を測定することが有効であるが、地すべり地の排水トンネルにおいて深層の地下水を長期的に測定し、地下水の滞留時間や地下水環境の変化を考察した研究例はこれまでにない。

c 第四紀石灰岩層の透水性分布と地下ダム開発

地下ダムは、帯水層の空隙に地下水を蓄える施設であり、地下水の持続的な利用を可能にすると共に、地上ダムと異なり、水を貯留するために陸を水没させない、災害を被る危険がない等の長所を持つ。世界では、小規模な地下ダムがアフリカ、インド、中国などの乾燥地域で実用化されている(Hanson and Nilsson, 1986)。日本においても1970年代の貯水量40万 m^3 クラスの皆福実験地下ダムの施工を経て(沖縄総合事務局1983)、1980年代後半から灌漑のために南西諸島および奄美諸島で地下ダム事業が開始された(Nagata et al. 1993)。沖縄県をはじめとするこれら琉球石灰岩分布地域は、帯水層の有効間隙率が大きく、地下水の貯留に適しているため、国および県によって数々の大規模地下ダムが施工されている。

一般的に石灰岩に代表される溶解性炭酸塩岩類から成る帯水層は、非溶解性岩類中の帯水層と比べて水の循環と岩石の溶解によって、不均質な透水性を有している。Legrand and Stringfield(1971)は炭酸塩帯水層の構造について次のように総括している。(1)水の循環と溶解活動は飽和帯の上部で最も大きく、深さが増加するにつれて小さくなる傾向がある。(2)不飽和帯において浸透水の流路となっている開口部は、溶解作用で拡大する傾向があるが、浸透水の流路となっていない比較的小さな開口

部は溶解作用によってほとんど拡大しない。このような溶解チャンネル網は飽和帯の上部で特に発達している。Eric et al. (2002) は、アメリカアーカンソー州のカルスト地帯の地下水盆において、地下水流出域の湧水および土壌に含まれる硝酸濃度を定期的に測定し、肥料によってもたらされる硝酸の74%が土壌マトリクスの中を極めて遅い速度(65cm/y)で降下浸透し、26%が嵐によって発生する土壌中の大間隙流によって、より低濃度で素早く地下水に付加されることを明らかにした。このように石灰岩分布域においては不飽和帯においては大間隙による速い浸透と、マトリクス流による遅い浸透が発生し、飽和帯においては、不均質な透水性分布を示すことが一般的である。

一方で石灰岩地域において地下ダムによる地下水開発を考える場合、地下水を貯留する貯留層としての高い有効間隙率、地下水を効率よく揚水するための大きい透水係数が要求される。このうち有効間隙率については、地下ダム事業地区のいずれにおいても約10%の値が揚水試験等によって得られている。これに対して透水係数は試験井の掘削箇所によって様々な値を示し、一様ではない。本研究の調査地区である沖縄県宮古島においても、琉球石灰岩の透水係数は $1 \times 10^{-3} \sim 1 \times 10^{-5} \text{m/s}$ 程度の範囲で変化しており(沖縄総合事務局農林水産部, 1983)、効率の良い井戸配置を行う上での問題点とされてきた(相場・黒川, 1979, 今泉ほか, 1988)。琉球石灰岩には、雨の浸透による溶食により数cmの空洞が形成されており、連続した空洞がいったん水の導管になると土が石灰岩深部に流入し、その空隙を満たして透水性を減少させる。このような土は流入粘土と呼ばれている。流入粘土は石灰岩の透水係数を1/100以下に減少させることがあるため、1日あたり 100m^3 の水を産出する井戸が、1日あたり $2,000 \text{m}^3$ の水を産出する井戸から数10メートル離れたところに分布することも、まれなケースではない。地下ダム計画では各井戸に1日あたり $2,000 \text{m}^3$ の水量が要求されるが、井戸が透水係数の調査なしで配置されると、低透水性ゾーンに配置された井戸からは、規定量の水を取水することができなくなる。このため、貯留域の帯水層の不均質性を明らかにし、井戸配置が可能な領域を設定することが求められていた。

d 岩盤風化と元素濃度分布

地下水流動制御施設(地下ダム、地上ダム、地すべり抑制工、地下水人工かん養施設等)の計画段階では、広域的な調査によって建設地点を絞り込んでいくため、地質調査手法としては物理探査が多く用いられる。例えばダム基盤の地下水の遮水規模の決定には岩盤の風化度が大きく影響するので、なるべく風化が進んでいない箇所にダムサイトを設定する必要がある。このため計画段階では広範囲に岩盤の風化度を調査する必要があるが、一般に岩盤の風化度は不均質であり、地質踏査と鉱物分析に基づいた変質分帯によっている従来の手法は、時間と

経費を要する。また構造物の基礎地盤の風化度判定には、岩級区分が用いられるが、目視等実施者の熟練度に依存する判定要素を含む。森ら(2001)は従来区分法が確立されていなかったD級岩盤について、土壤硬度計や簡易支持力測定器による分類法を提唱したが、全ての岩盤に適用できる物理試験法は提案されていない。岩盤を構成する元素のうちあるものは、風化の進行によって溶脱され、徐々に失われる。このことは岩盤中のある種の元素量を測定することによって、その風化度が判定できる可能性を示している。

一方、森林など人為的な影響が少ない地域の浅層地下水の水質は、帯水層の構成元素と風化による化学反応と関係している。都市部、農村など人間の経済活動が行われている地域では、人為的要因によって環境中に付加された元素(重金属、肥料等)も地下水水質に影響を及ぼす。近年、農村地域では、経済活動(リゾート建設や工場誘致などの土地利用変化、過剰施肥、農薬散布等)によって、地下水中に多種多様な元素や化合物が付加されつつある。地下水汚染を早期に発見し、未然に防ぐためには、汚染されていない状態の農村において、早急に汚染されていない状態のバックグラウンドとなる地盤の化学組成を把握し、その変化を監視する必要がある。地盤の化学組成を測定する場合、従来のサンプリング、化学分析という手法は時間と経費を要するため、簡便な調査法の確立が望まれている。

5 本論文の構成

本論文は4つの章から構成されており、その内容は以下の通りである。

第I章では研究の背景、研究の目的、および既往の研究成果と課題について述べる。

第II章では本研究で用いた環境同位体を用いた調査手法について述べる。本研究で用いた環境同位体はラドン(^{222}Rn)、トリチウム(^3H)、カリウム(^{40}K)、ウラン(^{238}U)とその娘核種であるビスマス(^{214}Bi)、トリウム(^{212}Th)とその娘核種であるタリウム(^{208}Tl)である。また、従来の中性子水分検層法、放射能探査法に改良を加えたので、その内容について述べる。

第III章では現地調査結果について述べる。本研究では第三紀洪積台地上の砂礫層を対象とした人工かん養における卓越流の影響、第三紀泥岩層中の亀裂流を対象とした地すべり抑制工としての排水トンネルの排水効果、第四紀石灰岩層を貯留域とする地下ダム流域における石灰岩中の空隙充填物による透水性の低下状況、及び白亜紀花崗岩における岩盤の風化状況と元素密度分布について、現地調査を行った。

第IV章では前章までのまとめを整理するとともに、本研究で用いた手法の適用性について総括した。

本研究をとりまとめるにあたり、千葉大学理学部地球科学科佐倉保夫教授、千葉大学園芸学部緑地環境システ

ム学講座唐 常源教授, 千葉大学環境リモートセンシング研究センター近藤昭彦教授, 独立行政法人放射線医学総合研究所床次眞司博士にご指導とご助言を頂いた。また, (独) 農業・食品産業技術総合研究機構農村工学研究所農村総合研究部地域資源保全管理研究チーム長今泉眞之博士には本研究の機会を与えて頂くと共に, 地下水学全般に亘り数々のご指導を頂いた。企画管理部長小前隆美博士には, 環境同位体測定法についてご指導を頂いた。農村総合研究部長高橋順二博士, 施設資源部長竹内睦雄博士には, 研究の取りまとめにあたってご指導を頂いた。農地・水資源部地下水資源研究室土原健雄研究員には, 現地調査から日常にわたりご協力, ご厚情を頂いた。土地資源研究室小川茂男博士には, GIS データの処理についてご指導を頂いた。水文学資源研究室増本隆夫博士, 資源循環システム研究チーム長柚山義人博士ほか旧地域資源部の方々には, 研究発表の場で貴重なご助言を頂いた。広域防災研究チーム中里裕臣博士には, 地すべり地の地下水流動機構についてご指導を頂いた。基礎地盤研究室奥山武彦博士, 黒田清一郎博士には現地調査にご協力を頂いた。室内作業では鈴木文子氏, 以後埼政江氏, 宮本文子氏に多大なご助力を頂いた。ここに深く感謝の意を表す。

本研究を進めるにあたっては農林水産省農村振興局, 北陸農政局, 東北農政局, 独立行政法人緑資源機構の関係各位のご協力で現地試験を進めることができた。特に北陸農政局森 一司博士 (現東北農政局) には, 人工かん養試験地での調査にご協力頂くと共に, 既知資料の提供を頂いた。北陸農政局上越農地保全事業所原 郁男氏 (現農林水産技術会議) をはじめ事業所の方々には, 排水トンネル内の調査にご協力を頂いた。東北農政局備前信之地質官 (現中国四国農政局), 椎名義徳地質官 (現緑資源機構), 阿部栄一地質官 (現中国四国農政局) には北上山地南部における風化度調査について, 現地調査にご協力を頂いた。沖縄総合事務局岸 智 企画指導官 (現北陸農政局), 緑資源公団 (現緑資源機構) 小徳 基専門役 (現北海道開発局), 宮古地下ダム事業所の方々には, 地下ダム地域の現地調査から日常にわたりご協力を頂いた。自動巻き上げ器及び制御用ソフトの製作・調整にはソイルアンドロックエンジニアリング株式会社の吉村貢氏にご協力を頂いた。関係各位のご理解とご支援に厚く御礼を申し上げます。

II 調査手法

地盤の不均質性を測定する手法として最も確実と考えられる方法は非破壊試料を採取した土壌物理学的試験法であり, 土壌物理学の分野では現地試験・室内試験とも多くの研究が報告されている。しかし, この方法を用いることができるのは対象領域を代表するサンプルが採取できる表層付近に限られ, かつ時間と経費を要するので,

現場に於いては物理探査等の間接的手法を用いることが多い。代表的な手法としては電気探査法, 弾性波探査法, 放射能探査法, 地中レーダ法, トレーサー法, 水分検層法等が挙げられる。第 I 章で述べたように, 電気探査法, 弾性波探査法, 放射能探査法, 地中レーダ法は水が流動する“器”としての岩盤の性状を測定するものであり, トレーサー法, 水分検層法は実際に流動する“水”を測定するものである。本研究では後者の方法に注目し, 特に環境同位体を指標とした調査手法を, 現場の条件に応じて適宜他の手法と組み合わせる不均質性の解明手法として利用した。

本論文で用いられる調査手法のうち, ラドンによる地下水調査法についてはそれほど一般的ではないため, 本章で概要を解説する。また, 中性子水分検層法及び放射能探査法は既に広く用いられている手法であるが, 調査にあたっては測定方法に改良を加えたので, その内容についても記す。

1 ラドンによる地下水調査法の概要

a 測定原理

岩石や鉱物中にはわずかではあるがウラン (^{238}U), トリウム (^{232}Th), カリウム (^{40}K) などの天然放射性同位元素が含まれている。Fig.2-1 に示すように ^{238}U , ^{232}Th は親核種から次々に娘核種が生成する崩壊系列を形成する。これらの崩壊過程で α 線, β 線, γ 線が放出される。これらの放射線は, 核種ごとに特有のエネルギーを持っている。

崩壊系列の重要な特性に放射平衡がある。これは, 親核種の半減期が娘核種の半減期に比較して十分長いとき, 娘核種の半減期の7~10倍の時間を経過した後では, 親と娘核種の崩壊率は一定になり, 両者の原子数の比も一定になる状態である。放射平衡の状態にある場合には,

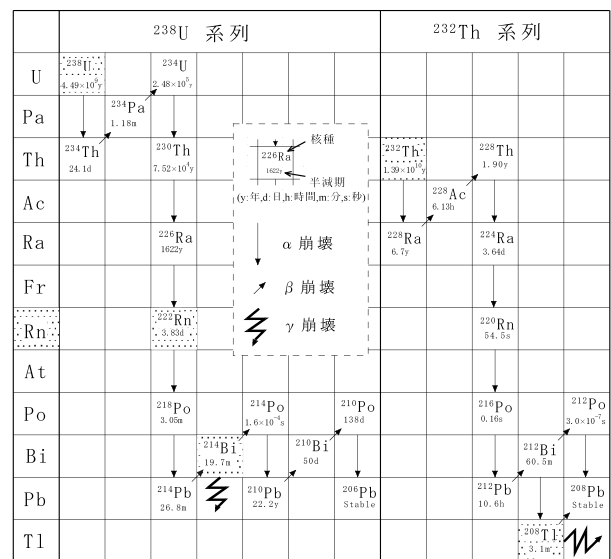


Fig.2-1 ウラン (^{238}U), トリウム (^{232}Th) の壊変系列

Decay system of uranium (^{238}U) and Th (^{232}Th)

親核種の存在量は、娘核種から放出される放射能の測定によって定量することができる。

ウラン系列核種の中で、ラドン (^{222}Rn : 半減期 3.83 日) は、唯一の気体である。このことが断層亀裂での移動性を推測させ、断層上での放射能の増加等の原因になると考えられている。 ^{222}Rn が気体中、水中に存在するのは鉱物中のラジウム (^{226}Ra) が α 崩壊し、 α 粒子放出の反跳により鉱物粒子から間隙に放出されることによる (Rama and Moor W.S, 1984)。これを概念的に示したのが Fig.2-2 である。図上段では、反跳現象を大砲で模擬している。口は鉱物粒子を示す。大砲は ^{226}Ra と ^{222}Rn に、砲弾が α 線に対応する。大砲は砲弾を発射すると、 ^{226}Ra から ^{222}Rn に変化すると共に、発射の反動で後ろに下がる。これが反跳である。反跳範囲にある大砲は、鉱物粒子の外にできることができるが、範囲より内側にある大砲は、外にできることができない。鉱物中の ^{222}Rn の反跳範囲は、 $\sim 0.05\mu\text{m}$ のオーダーであるので (Krishnaswami S. and Seidemann D. E, 1988), 反跳された ^{222}Rn は、鉱物粒子の非常に薄い表層からしか放出されない。したがって、鉱物粒子から単位時間あたりに外部に供給される ^{222}Rn の数は、鉱物中の ^{238}U (^{226}Ra) の濃度・分布に依存するほか、表面積の大きさにも依存する。

ラドンが岩石や土壌の粒子から遊離する機構については、 ^{226}Ra が崩壊する時の反跳エネルギーで粒子表面から跳び出し直接水相中に入る過程や、隣接する粒子に突入した後、飛跡に沿って溶出する過程が主体であると考えられている。したがって、地質の ^{226}Ra 濃度が高いほど、単位体積の粒子外空間へ放出されるラドン量は増大する。また、粒子のサイズが小さいほど放出ラドン量が増大することや、風化によって放出ラドン量が増大することも、比表面積の増大効果として実験的に確認されている。よって、地層の間隙を流動する地下水のラドン濃度は、地層の ^{226}Ra 含有量、粒子サイズ、風化度、間隙率等によって規定されるラドン放出量から決まり、要素の違いによって地層ごとに固有の濃度を持つことになる。

また、河川水については、河川流量が著しく少ない場合を除いて河床からのラドンの供給は無視でき、河川水のラドン濃度は放射性崩壊と大気中への散逸によって流下とともに低下する。小河川の下流部や中河川の中流部では 10^{-2}Bq/l のオーダーであることが多い。これに対し、地下水のラドン濃度は $10^0 \sim 10^2\text{Bq/l}$ のオーダーであるため、地下水の浸出で河川水のラドン濃度が上昇する (濱田ら, 1997)。

以上のことから、ラドンは地下水と地表水を区別する天然のトレーサーとして利用できる。

b ラドンの測定法

水のラドン濃度の測定には、シンチレータを溶解させたトルエンで溶媒抽出し、液体シンチレーション法で測定する方法を採用した。この方法に必要な試水量は、地下水の場合は 500ml である。現地調査用にさまざまな

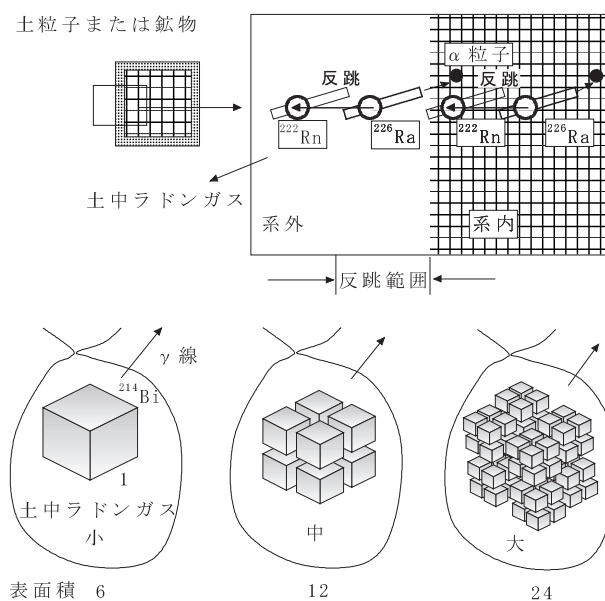


Fig.2-2 ^{222}Rn 放出のメカニズム

Mechanism of ^{222}Rn emission

抽出用具が考案されているが、ここではポリエチレン製の洗ビンを加工した抽出容器を使用した。採取した地下水を洗ビンに入れてトルエンに溶解したシンチレータを 40ml 混合し、数分間振とう後、放置して分離した有機相を 20ml バイアルに回収して持ち帰る。バイアルは 20ml の低カリガラスのテフロンバイアルを用いた。ラドンと娘核種が放射平衡に到達すると、ラドンのアルファ線に続いて娘核種群から 2 種類のベータ線と 2 種類のアルファ線が放出され、見かけ上ほぼ 500% の計数効率を得られることになり、検出限界は約 0.03Bq/l と低濃度である。これは約 $5.4 \times 10^{-15}\text{ppm}$ に相当する。液体シンチレーションアナライザにはパッカード社製 2250CA を、テフロンバイアルにはアロカ社製 LSC-LB II を使用した。Fig.2-3 および次項に採水手順を示す。

● ラドン分析用試料採取用具

洗浄びん、メスシリンダー (50ml)、ポリビーカー (1ℓ)、シンチレータ (500ml)、ガラスバイアル、ラベル、採水器 (250cc)、採水器用ロープ、ペットボトル (廃液用)、電気伝導度計、pH 計

● ラドン分析用試料採取方法 (Fig.2-3 参照)

- ① 地下水/河川水を採取する (500ml)
- ② 採取した水の温度、電気伝導度、pH を測定する
- ③ 洗浄びんに採取した水 500ml を入れる
- ④ シンチレータ 40ml を水に加える (シンチレータはメスシリンダーを用いて秤量)
- ⑤ 洗浄びんを 1 分間よく振る
- ⑥ 洗浄びんを置き、水とシンチレータが分離するのを待つ
- ⑦ 水とシンチレータが分離した後、洗浄びんを静かに押し、シンチレータのみをガラスバイアルに回収す

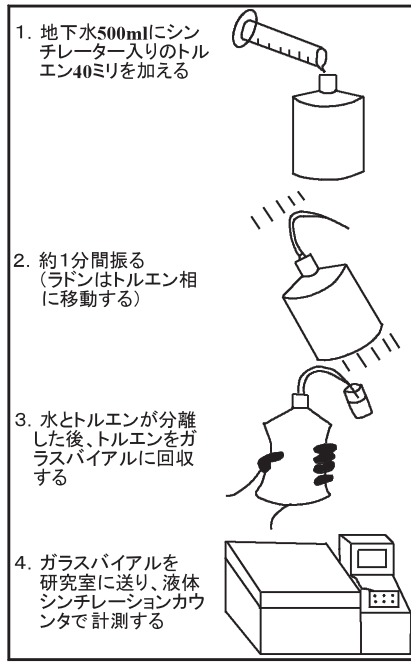


Fig.2-3 ラドン分析法 (濱田ら 1997 より)
Measuring method of radon concentration

液相中のラドン濃度は飽和状態よりも低くなる。不飽和水中のラドン濃度を C_u (Bq/l), 飽和水中のラドン濃度を C_s (Bq/l) とすると, その濃度比 $r = C_u/C_s$ は次式で定義される (Hamada and Komae 1994)。

$$r = \frac{D_w S_r}{\{D_w S_r + (100 - S_r)\} \times (100 / S_r)}$$

$$= \frac{100 D_w}{\{D_w S_r + (100 - S_r)\}} \tag{2-1}$$

D_w : 水に対するラドンの分配係数
 S_r : 飽和度 (%)

また, D_w は水温 T (°C) によって変化し,

$$D_w = 9.12 / (17.0 + T) \tag{2-2}$$

の近似式が与えられている (野口, 1975)。このように不飽和帯中のラドン濃度は飽和度が低くなるにつれて低下するので, 不飽和水のラドン濃度は飽和水 (地下水) のラドン濃度より小さくなる。

Hamada and Komae (1994) は, 水田からの灌漑水がピストン流で浸透した場合, 最初に不飽和帯の低濃度の土壌水が地下水面に排水され, 不飽和水が排水された後, 灌漑水自体が地下水面に排水されるので, ラドン濃度が低下すると考え, 地下水面付近のラドン濃度変化を不飽和帯から地下水面に排水される土壌水の挙動の指標として使えるとした。

本研究でもこのような現象を確認するため, 農業工学研究所内の井戸において, 2000年4月から2001年3月までの間1週間毎に, 地下水面付近 (概ね地下水面 ~ 50cm 程度), 深度 15m (地下水面下 6 ~ 7m), 深度 20m (地下水面下 11 ~ 12m) の地下水をベラーで採取し, ラドン濃度を測定した。Fig.2-4 に測定結果を示す。地下水面付近の地下水中のラドン濃度は当初 9Bq/l 前後の値で推移したが, 梅雨の始まりから約 2ヶ月遅れて低下し, それ以降は降雨に反応した (降雨後, 濃度が下がる)。その後降雨が少ない冬期に 9Bq/l 前後の値まで上昇し, 以後はほぼ横ばいの濃度を示した。これに対して

る

- ⑧ガラスバイアルに蓋をする
- ⑨試料名 (孔番), 採水日時を記入したラベルを蓋の上に貼る
- ⑩洗浄びんに残ったシンチレータを廃液びんに捨てる
- ⑪洗浄びんに残った水を捨てる

ラドン濃度の単位には Bq/l 用いた。Bq (ベクレル) とは 1 秒間に 1 回の放射性壊変が起こることを示し, Bq/l は 1 リットルの試料水中で, 1 秒間に 1 個ラドン原子がポロニウム原子に変わることを表す。

c 地下水中のラドン濃度変化による水の鉛直浸透状況の推定

地表水が比較的短時間で地下水面に到達する場合は, ラドン濃度が浸透水のトレーサーとなる。不飽和状態ではラドン原子は液相と気相に分配されて存在するため,

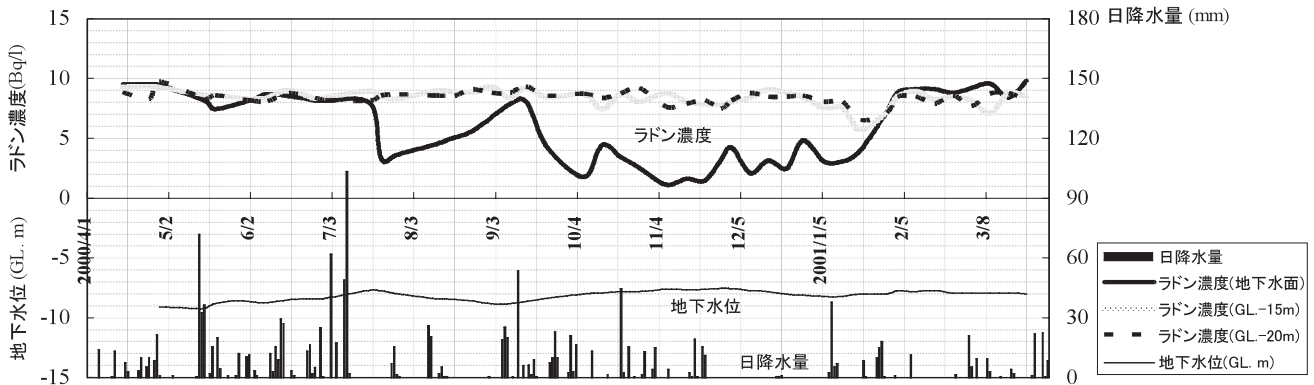


Fig.2-4 茨城県洪積台地上 (農業工学研究所内) における地下水中のラドン濃度変化
Fluctuation of ²²²Rn concentration, ground water table and precipitation.

深度 15m, 深度 20m におけるラドン濃度は年間を通して 9Bq/l 前後で推移し, 大きな変動を示さなかった。このことから, 地下水水面～50cm の地下水中のラドン濃度は不飽和帯の土壌水の影響を受けていると考えられる。

2 中性子水分検層法

a 地盤の水分量測定法

地盤の水分量を測定する方法は主に土壌物理学の分野で研究が進められている。特に不飽和帯の水分移動を研究対象とする場合, 土壌構造を乱さない非破壊の測定法が求められ, 電気抵抗法, 中性子散乱法, テンシオメーター法等が考案・改良されている(農林水産研究文献解題, 1984)。また近年では電磁波によって土壌の誘電率を測定し, 土壌水分量を求める TDR (Time Domain Reflectometry) 法が土壌水分測定に適用されている。この方法は中性子散乱法と遜色のない精度を持つとされ, 現在土壌物理学の分野における野外での不飽和水分研究の大半はこの方法を用いる傾向にある(開発, 1995)。また電磁波トモグラフィに代表される高周波数(数 MHz～数百 MHz)の透過電磁波の減衰強度を用いた地盤調査(ここでは電磁波法と呼ぶ)は, 比較的高い空間分解能で地盤中の物性の連続した空間分布を評価できる(佐藤・利岡, 1998)が, 測定精度の向上のために電磁波の周波数を上げると地盤による減衰が大きくなる等の問題点を含んでおり, これからの改良を要する技術である。これらの内, 電気抵抗法, テンシオメーター法, TDR 法は測定対象とする位置に測定器を設置する必要があるが, 比較的に浅い深度の土壌水分を計測するには有効であるが, 深度 5m 以深の地下水水面まで到達するような水分移動を計測するには計器の設置が困難である。また TDR 法, 電磁波法はそれぞれ対象とする地盤の誘電率, 電磁波の透過率と体積含水率との関係を実験によって明らかにする必要があり, 一様な土壌については高い精度で測定することが可能であるが, 深度によって地質が異なる場合や, 同じ地質でも粒度分布, 間隙の構造等が異なる不均質な地盤で高い精度で測定を行うには, それぞれの深度でサンプリングを行って校正実験を行う必要があり, 非常に煩雑である。これに対して中性子散乱法は地盤の水素原子に直接作用する測定法であり, 体積含水率の測定値は前述した地質条件, 粒度分布, 間隙の構造等の影響を受けないので, 校正実験は 1 度行えば良い。このため現状では水の深層への浸透, 地下水かん養といった現象との関わりを研究する場合, 中性子散乱法が最も簡便かつ高精度が期待できる測定法である。

b 中性子水分検層法の現状と課題

中性子散乱法は, 検層器に内蔵された中性子線源から放出されたエネルギーの高い速中性子が, 検層器周辺の水素原子によって散乱を繰り返した後, エネルギーの低い熱中性子となって検層器に入射してくる数をカウント

するもので, 熱中性子のカウント数が検層器周辺の体積含水率によって変化することを利用する計測法である。このため対象とする物質の計測容積が半径 0.3m 程度と比較的大きく, 測定値は計測容積の平均的な値となる。また, 体積含水率が大きくなれば計測容積が小さくなる等の測定原理上の問題点もあるが, 水分変化に対して時間的な遅れがなく, 挿入型の検層器 (Fig.2-5) を用いれば, ボーリング孔のみで簡便に不飽和帯の水分量を深部まで計測できる等の利点がある。

このような特徴を利用して, Andersen and Sevel (1974) は, デンマークの透水性の良い氷河堆積物を対象に 6 年間に亘る土壌水の移動調査を行った。約 1 カ月おきに中性子水分計で地表面から地下水水面までの土壌の体積含水率分布を測定すると共に, 土壌水のトリチウム濃度プロファイルを測定した。その結果, 連続する 2 回の測定値間の水分増加部(過剰水分帯)は時間とともに降下し, それが地下水水面に達すると水位の上昇が記録された。過剰水分帯の降下速度は 36～42m/y であったが, 環境トリチウムをトレーサーとして同じ地点で追跡した土壌水の " 真の降下速度 " は 4.5m/y であった。平田 (1971) は東京都本郷台白山の関東ローム層分布域において, 1 週間毎に不飽和帯の体積含水率を中性子水分計によって深度 50cm 毎に 1 年間測定し, 関東ローム層(深度 1～7m)及び粘土層を挟んでその下位に分布する山ノ手砂礫層(深度 8～11m)で, 降雨直後に 1～2% 程度の水分量の上昇が生じることを明らかにした。田中 (1980) は水田地帯の洪積台地において約 8 ヶ月に亘って地表から深度 7m までのローム層の体積含水率を中性子水分計によって定期的に測定し, 不飽和帯の体積含水率がかんがいの影響によって変動することを明らかにした。これらの研究は地下水水面に至る不飽和帯の体積含水率を繰り返し測定することによって, 不飽和帯から地下水水面

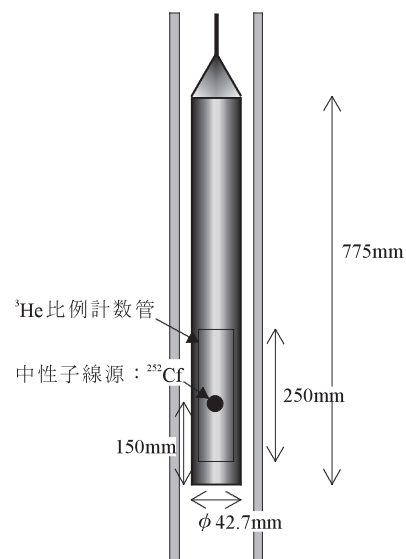


Fig.2-5 挿入型中性子水分計構造図
Structural chart of neutron moisture meter

に至る水の浸透過程を明らかにした事例として注目される。この他にも手動で中性子水分計を用いて、主に深度5m未満の不飽和帯の水分プロファイルを経時的に測定して、降水や農業用水の地下浸透状況を追跡した例が報告されている(前田ら, 1986, 菊池ら, 1987, 榎根ら, 1980, 田中, 1980)が、いずれにおいても、1回の降雨の影響によって、体積含水率の上昇が時間と共に浅層から深層に移行する様子を捉えるには至っていない。これは深度が増すにつれて不飽和帯の水分量変化が小さくなり、中性子水分計の測定誤差が影響して僅かな変化を検出することが難しいためと考えられる。マクロポアの卓越流は、12～14時間で16mも降下する上に(Johnston, 1987)、増加する体積含水率は1～2%程度(平田, 1971)であるので、卓越流の降下速度を中性子水分計で測定するためには、1時間程度の間隔で、しかも1%以下の誤差で測定しなければならない。これまでの手動の方法でこの条件を満足することは困難であると思われたので、測定誤差を低減させるために測定方法の改良を行った。

c 自動巻き上げ法による中性子水分検層法の誤差率の低減

中性子水分計の誤差について Dennis and John (1979) は、①位置的な誤差、②校正曲線の誤差、③機械的誤差に分類している。位置的な誤差は現場の不均質な水分分布及び測定の度にプローブの置かれる位置が変化することに起因する誤差であり、校正曲線の誤差は予め体積含水率と中性子水分計のカウント数との関係を求めた実験式の誤差であり、機械的誤差は測定器の不安定性や温度ドリフト等に起因する誤差である。Dennis and John (1979) は現地試験を行ってこれらの誤差を解析し、機械的誤差は、体積含水率の計算に測定値と体積含水率が既知の標準物質との比を使用することで他の誤差より低く抑えることができ、校正曲線の精度が余程悪くない限り測定精度に最も影響するものは位置的な誤差であるとしている。位置的な誤差を低下させるには測定回数 n を増加させることが有効で $n > 10$ で全体の測定誤差は概ね一定値(校正曲線の誤差)に近づくことを明らかにしているが、測定点毎に10回以上の測定を繰り返すことは容易ではない。同様に開発・佐倉(1979)は測定機内部の電子回路の安定性(機械的誤差)、回帰式の不正確さ(校正曲線の誤差)、プローブとアクセスチューブのクリアランス(位置的な誤差)、温度効果(機械的誤差)について検討し、アクセスチューブのクリアランスが大きくなると(2.5mm→4.0mm)測定値のばらつきが無視し得なくなるとしている。このため既往の研究ではプローブとのクリアランスが小さい専用のアクセスチューブを設置している。しかし、測定現場毎に専用のアクセスチューブを設置することは容易ではなく、既存の地下水位観測孔等を利用することができれば、技術の利用範囲がより大きくなるので、本研究では専用のアクセス

チューブを必要としない方法を検討した。中性子水分計によって不飽和帯の水分量変化を捉えるには、測定によって生ずる誤差を検出したい水分量の変化量以下に抑える必要がある。本研究における中性子水分検層の測定精度に関する問題点としては、以下の4点が挙げられる。

- ①挿入型中性子水分計の外径は42.7mmであり、一般に用いられるVP50仕上げの地下水観測孔の内径は51mmであるので、専用のアクセスチューブの代わりに地下水位観測孔を用いる場合、このクリアランスが大きくなるため位置的な誤差が大きくなる。
- ②中性子水分検層は通常一定間隔の深度(十～数十cm)毎にアクセスチューブ内でプローブを停止させて測定が行われているが、この方法ではプローブに近い地盤の体積含水率が、より遠い地盤の体積含水率より強く測定結果に反映されるため、厳密には地盤の体積含水率を正確に代表しているとは言えない。
- ③人間が目視によってプローブの位置を確認する場合、測定の度にプローブの停止位置にずれが生ずる。
- ④測定誤差を低減させるためには測定時間を長く取る必要があるが、数時間に亘る測定を繰り返すことは測定者の負担となる。また測定者の交代は測定位置の微妙なずれを生ずる可能性があり、誤差の原因となる。

①の問題を解決するためにはプローブが測定の度に前後左右に移動しないようにケーブルを固定すれば良い。②、③の問題を解決するためには測定間隔を非常に密に取るか連続的に行う必要があるが、このような方法で不飽和帯から地下水面近くまでの体積含水率を繰り返し測定して体積含水率の変化を捉えた例はない。本研究では三脚に固定した自動巻き上げ器によって中性子水分計のプローブを引き上げながら、連続的に測定を行う方法を採用した。測定に際しては三脚を地下水観測孔上に固定し、プローブの水平方向の変位を抑えることによって①の問題に対処した。また連続的にかつ長時間測定を行うことによって、②、③の問題に対処した。

校正曲線の作成法については既に有効な方法が開発されている(開発・佐倉1979, 今泉1996など)。また地盤の水分量の変化値を問題とする場合、校正曲線による計算値と実際の値との間に1%程度の誤差があっても、同じ校正曲線を使用していれば殆ど問題にならない。

機械的誤差については、測定の前後に含水比が既知の試料(スタンダードボックス)を測定して標準値を求め、標準値に対する現地測定値を計数率比として算出することで対処した(Dennis and John, 1979)。

d 機器構成と校正実験

cで述べた問題に対処するため自動巻き上げ器に求められる機能は、ケーブルの固定、定速かつ低速での巻き上げ、巻き上げ延長の正確な測定である。今回開発した自動巻き上げ器の構造をFig.2-6に示す。中性子水分計の

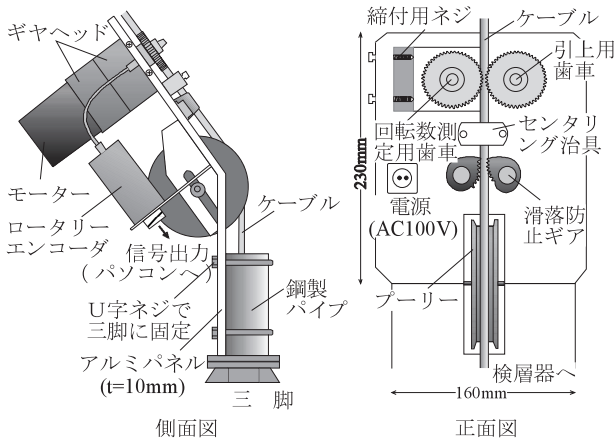


Fig.2-6 中性子水分計自動巻き上げ器構造図

Structural chart of automatic winch of neutron moisture meter

ケーブルをプラスチック製の歯車で挟み、プーリーを介して検層器を吊り下げることでケーブルを1点に固定した。巻き上げには歯車をモーターで回転させる方法を採用した。使用したモーターは50Hz電源で1,500rpmで定速回転するオリエントモーター製のリアクションモーター5SK25GN-Aである。モーターと歯車の間にはギヤヘッドを組み合わせることで所定の速度まで減速した。巻き上げ距離は歯車の回転軸にロータリーエンコーダを接続し、回転数をカウントすることによって測定した。回転数のデータは専用ソフトによって、測定した計数値と共にRS-232Cでパソコンに転送し、計数値を1秒ごとに積算すると共に回転数を巻き上げ深度に換算し、計数値と深度データをファイルに出力させた。

本研究で用いた中性子水分計は、1.22MBqの²⁵²Cfを中性子線源とし熱中性子検出器に³He比例計数管を用いているソイルアンドロック社製SRM-1d型(外径42.7mm)である。測定器の線源はプローブ先端から15cmに位置しており、この位置を測定深度とした。

校正曲線の作成にあたっては今泉(1996)の方法を参考にした。アクセスチューブであるVP管は塩化ビニル製であり、これに含まれる水素が測定値に影響を及ぼすので現場の観測孔と同じ内径、材質のアクセスチューブを、径650mm、高さ1,000mmのドラム缶(容積約200l)に立て、周りに一定の水分状態に調整された試料を詰め、中性子水分計を挿入して測定を行った。試料には粘土、砂、礫を用い、それぞれ試料の水分状態を変化させ、計数率比と体積含水率の関係を図化し校正式を求めた。Fig.2-7にアクセスチューブにVP-50及びVP-100を使用した際の校正実験結果を示す。現地測定にあたってはFig.2-7に示す校正式を用いて、測定で得られた計数率比を体積含水率に換算した。

e 測定誤差と走査速度

計数率比によるキャリブレーション式を用いて体積含水率を測定する場合、測定対象物の体積含水率を*m*とした時の計数誤差(絶対誤差)*Em*は次式で表される(Bell

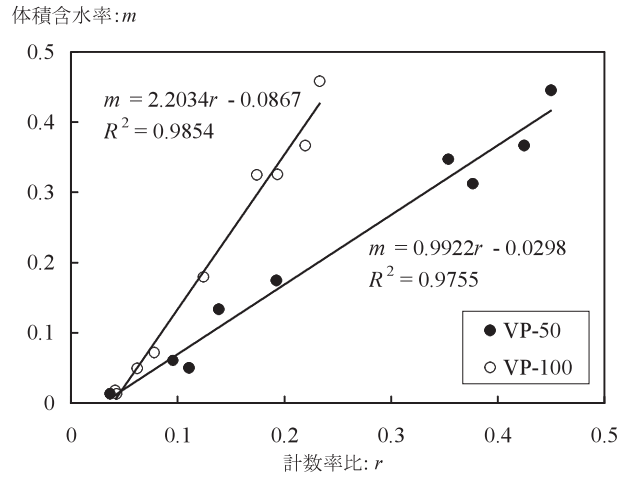


Fig.2-7 中性子水分計校正実験結果

Result of calibration experiment of neutron moisture meter

and Eeles, 1967)。

$$Em = \pm dS^{-1}r(1/N + 1/Ns)^{1/2} \tag{2-3}$$

ここに、*d*は正規分布における確率変数値、*S*はキャリブレーションカーブの勾配、*r*は計数率比、*N*は試料の計数値、*Ns*はスタンダードの計数値である。

不飽和帯中の体積含水率の変動は豪雨後においても1%程度である(平田, 1971)。このため不飽和帯の水の降下浸透状況を経時的に把握するためには、絶対誤差1%以下の計測が求められる。(2-3)式において*N*が大きくなると*Em*が小さくなる。計数値*N*は計測時間を長くすれば大きくなるので、必要な計測時間を算出するため(2-3)式に*N=nt*、*t*:試料の計測時間(s)、*n*:試料の計数率、を代入すると、

$$Em = \pm dS^{-1}r(1/nt + 1/Ns)^{1/2}$$

となり、変形して、

$$t = (Em^2 - d^2S^{-2}r^2/Ns)^{-1}d^2S^{-2}r^2/n \tag{2-4}$$

となる。熱中性子の検出にヘリウム管を使用した中性子水分計の場合、Fig.2-7に示すとおり校正曲線はほぼ直線となり、校正実験結果を一次式で近似して得られたキャリブレーションカーブの勾配は、アクセスチューブがVP-50の場合0.99である。

本研究における新潟県長岡市の試験測定地の、不飽和帯における平均体積含水率は約18%であった。これに対する中性子水分計の計数率は61count/s、スタンダードの計数値は10分間の測定で1.75×10⁵count、計数率は290 count/sであった。(2-4)式に、

$$Em = 0.01, Ns = 1.75 \times 10^5, S = 0.99, r = 61/290,$$

$d = 1.96$ (信頼係数 0.95), $n = 61$

を代入すると

$$t = 30s$$

である。深度 10cm 毎に体積含水率の集計を行うとして、絶対誤差 1% 以下の測定精度を保つためには 10cm の走査に 30 秒以上が必要であり、走査速度 V は、 $V=0.34\text{cm/s}$ 以下となる。今回の測定ではモーターの回転数を減少させるギアヘッドを 2 段使用して巻き上げ歯車の回転数を落とし、走査速度を 0.25cm/s (前述の条件における $Em=0.86\%$) とした。使用したギアヘッドはオリエンタルモーター製 5GN180K, 5GN10XK である。

f 測定誤差の比較

c で述べた位置的な誤差が測定法によってどの程度変化するかを調べるため、測定試験を実施した。測定は茨城県つくば市の洪積台地 (農村工学研究所敷地内) に設置された地下水観測孔において行った。観測孔の内径は 100mm であり、保孔管の材質は硬質塩化ビニル管 (VP-100) である。地質は上位より表土 (層厚 0.9m), ローム (層厚 2.6m), 凝灰質シルト層 (層厚 2.0m), 第四紀更新世の砂質土であり (Fig.2-8), 測定時の地下水位は概ね GL.-10m であった。

測定は d で述べた中性子水分計を深度 5.0m の地下水観測孔内に降ろして行った。測定方法①は手測りであり、プローブを所定の深度に人力で保持し、1 回測定する毎にプローブを引き上げ、再度所定の深度に降ろした。測定方法②は自動巻き上げ器を使用し、深度 5.05m ~ 4.95m までの連続的な測定を繰り返した。測定方法③は比較対照としてのスタンダードボックスの測定である。スタンダードボックスは円筒形の筐体にパラフィンが充填されており、中心部にプローブを挿入するための挿入口が開いている。プローブと挿入口とのクリアランスは 1 ~ 2mm と非常に小さい。測定時間はそれぞれ①で 10 秒、

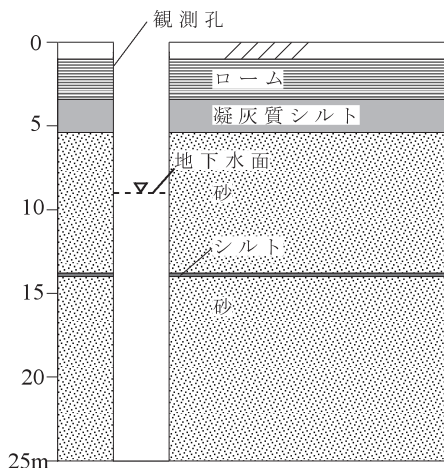


Fig.2-8 試験測定孔断面図

Geological section around observation well

Table 2-1 試験測定結果

Result of test measurement

| 測定方法 | ①手測り | | ②自動巻き上げ | | | |
|---------|--------|---------|---------|--------|--------|---------|
| | 10 | 50 | 10 | 20 | 30 | 40 |
| 測定時間(s) | 10 | 50 | 10 | 20 | 30 | 40 |
| 測定回数 | 30 | 30 | 30 | 30 | 30 | 30 |
| 平均カウント数 | 258.50 | 1296.50 | 260.10 | 516.30 | 776.53 | 1036.20 |
| 標準偏差 | 5.49 | 14.83 | 4.88 | 7.19 | 9.05 | 9.32 |
| 相対標準偏差 | 0.0213 | 0.0114 | 0.0188 | 0.0139 | 0.0117 | 0.0090 |

| 測定方法 | ②自動巻き上げ | | ③スタンダードボックス | | |
|---------|---------|---------|-------------|---------|---------|
| | 50 | 60 | 10 | 30 | 60 |
| 測定時間(s) | 50 | 60 | 10 | 30 | 60 |
| 測定回数 | 30 | 30 | 30 | 30 | 30 |
| 平均カウント数 | 1294.63 | 1555.21 | 1453.50 | 4349.97 | 8690.70 |
| 標準偏差 | 11.68 | 12.30 | 12.01 | 19.95 | 29.61 |
| 相対標準偏差 | 0.0090 | 0.0079 | 0.0083 | 0.0046 | 0.0034 |

50 秒、②で連続 60 秒、③で 10 秒、30 秒、60 秒とし、それぞれ 30 回の測定を行い、測定値のばらつきを調べた。

Table 2-1 に測定結果を示す。②では深度 5m を中心として 10 秒 (上下各 5 秒) ~ 60 秒 (上下各 30 秒) の区間の平均値をそれぞれの測定回数に取った。それぞれの測定における相対標準偏差は平均カウント数が増加するにつれて低下する傾向にあるが、①と②の相対標準偏差 (標準偏差 / 平均カウント数) を比較すると測定時間 10 秒においては②が約 12% 小さく、測定時間 50 秒では②が約 21% 小さくなっており、②の方法が①の方法より誤差が小さい。

Fig.2-9 に平均カウント数と相対標準偏差を図示する。③の測定法では位置的誤差は非常に小さいと考えられるので、③の測定結果を累乗近似して①、②の測定値と比較すると、①の測定結果は近似曲線より上側にプロット

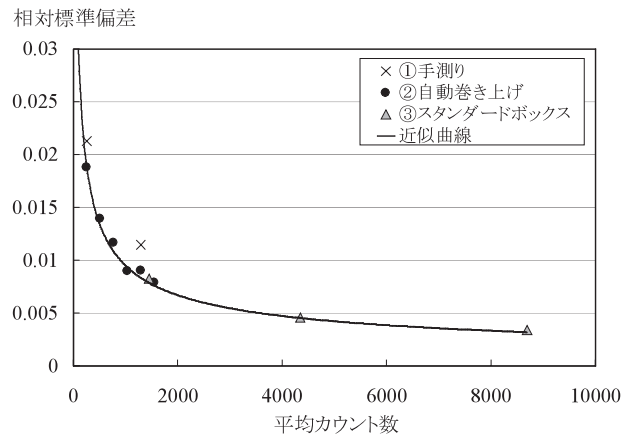


Fig.2-9 測定試験における平均カウント数と相対標準偏差の関係
Relation between average counts and relative standard deviation in measurement test

されるが、②の測定結果は近似曲線付近（あるいはやや上側）にプロットされる。手測り測定の誤差は測定者によって個人差があると考えられ、この結果は一つの参考事例であるが、自動巻き上げ器を使用することで、手測り測定の誤差が低減されることが確認された。

g 測定試験

a) 試験条件

自動巻き上げ器を使用した方法と、手測り測定の測定結果を比較するため、fで測定試験を行った観測孔において、深度1.0～5.5mの不飽和帯の体積含水率を測定した。

自動巻き上げ器による測定では、プローブを深度5.5mまで降ろし、0.25cm/secの速度で引き上げながら深度1.0mまで連続測定した。手測りによる測定では、プローブを深度5.5mまで降ろし、5cm間隔で引き上げながらそれぞれの深度で20秒間の測定を行った。

測定は3回行った。2回目の測定は1回目の測定の8日後、3回目の測定はその7日後とした。**Fig.2-10**に測定期間中及び測定開始前の降水量を示す。図の縦軸は日降水量、横軸は観測開始（1回目の観測）日からの経過日数を示す。観測開始前7日間の総降水量は17mm、1回目の観測～8日後（2回目の観測）の間の総降水量は112mm、2回目の観測～7日後（3回目の観測）の間の総降水量は6mmであった。また、観測期間中の地下水位は概ねGL.-9m程度であった。

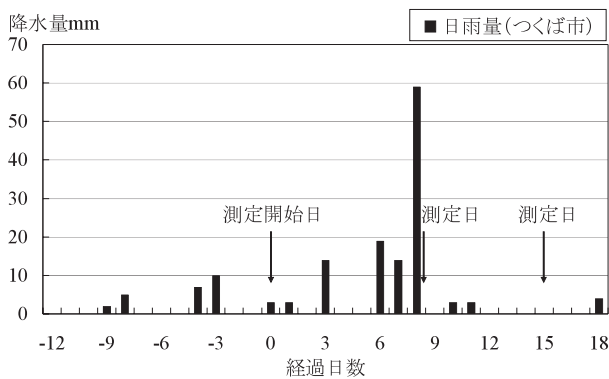


Fig.2-10 測定期間中の日降水量
Daily precipitation during measurement term

b) 結果と考察

Fig.2-11に手測りによる観測結果と自動巻き上げ器による観測結果を体積含水率の深度別の変化として示す。図には直前の観測日との差を表示してある。図中で黒く表示されている部分が、当該期間における体積含水率の増分であり、黒い領域が太い場合、当該時間帯および深度における体積含水率の増加量が大きいことを示し、細い場合、当該時間帯および深度において体積含水率の増加量が小さいことを示している。また、図中白地に網掛けで表示してある部分は当該期間における体積含水率の減分である。

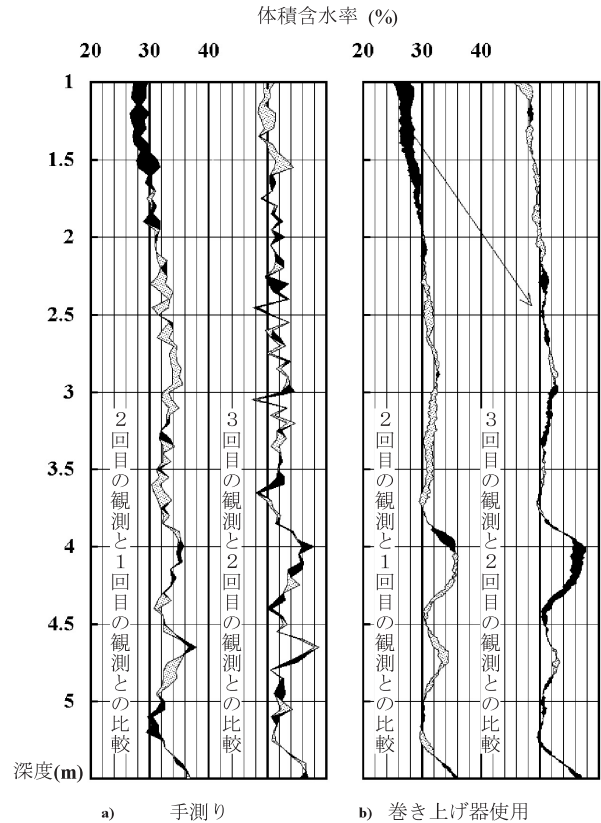


Fig.2-11 手測りと自動巻き上げ器による測定結果

Result of measurement with hand and measurement with automatic winch

Fig.2-11b) 左欄より、2回目の観測においては1回目の観測と比べて不飽和帯の浅い部分（深度1.0～2.2m）における体積含水率の上昇が顕著である。これはこの間に降った112mmの降雨が影響していると考えられる。また**Fig.2-11b)** 右欄より、3回目の観測においては2回目の観測時と比べて、体積含水率の上昇部は不飽和帯のより深い部分（深度2.3～4.5m）に移動しているのが分かると共に、深度1.0～2.2mにおいては体積含水率が減少している様子も明らかである。これに対して**Fig.2-11a)**では浅層の体積含水率が当初増加し、その後減少する様子は見て取れるが、3回目の測定時に深度2.2～4.5mにおいてどの部分の体積含水率が上昇しているのが不明瞭である。これは巻き上げ器の使用によって測定値が機械的に移動平均値となっていて測定結果が滑らかなこと、手測り測定では測定する度にプローブの位置が僅かに変化してしまう位置的な誤差が、巻き上げ器による測定より大きいことによるものと考えられる。

3 放射能探査法

a 概説

放射能探査法とは、放射能を利用した地質調査法の総称であり、大きくは以下のように分類される。

①人工的な線源から放出される放射線の散乱・吸収などを測定する方法

利用例：中性子水分計、 γ 線密度計

②地層や土壌に含まれる天然放射性同位元素から放出される自然の放射線を検出する方法(自然放射能探査法)
 利用例：ウラン鉱床等の核燃料物質、断層、温泉、地下水、地すべりなどの調査

①は主に検層用として用いられ、地表あるいはボーリング孔にプローブを設置して、非破壊で地盤の特性を調査するものであり(二平・今泉, 1998), 各種の機器が市販されており、技術的にほぼ確立されている。本論文では②の自然放射能探査法のうち、 γ 線を測定する γ 線スペクトロメトリを用いた探査法を放射能探査法と呼ぶ。

放射能探査法は、ウラン鉱山の鉱脈付近で地中空氣の放射能が著しく増大することが1905年にドイツで発見され、探査に応用されたのがその最初の事例である(初田, 1957)。それ以後、放射性鉱物の探鉱は盛んに行われ、1928年のGM管の発明、光電子増倍管を用いたシンチレーションカウンタの開発等、測定技術の進歩と相まって、放射能探査法はウラン鉱の発見に大きな成果を挙げた。また1920年代に土壌の放射能が断層を横切る付近で増大することが発見され(Ambromn, 1928)、放射能探査は放射性鉱物の探査以外にも役立つことが明らかになり、以後断層の探査にも用いられるようになった(初田, 1953)。

日本でも農業土木試験場(現在の農村工学研究所)において1956年から地下水開発のため埋没断層調査を目的として、放射能探査法が開発された。落合(1965)は土中ガスや、地表面や地中孔における放射能を測定する方法で断層検出を試みた後、空間 γ 線を計測するシンチレーションカウンタを自動車に取り付けて、連続測定できる装置を開発した。木村(1987)は γ 線のエネルギー弁別を行い、指標核種をラドン(^{222}Rn)の娘核種である ^{214}Bi に設定し、妨害因子を排除する方法をシステム化した。その後、農村工学研究所ではシステムの改良や土中ガスのラドン濃度調査法の導入を図り、様々なタイプの断層で放射能探査による調査を重ねてきた(二平・今泉, 1998)。

一方で探鉱および断層調査以外にも放射能探査法は応用されている。Peck and Bissell(1971)は、水が土壌からの γ 線を減衰させることを利用して、空中放射能探査によって地表の積雪水当量を測定した。Vincent(1972)は、空中放射能探査法を地質調査に応用し、全 γ 線輻射量から火成岩類の分布状況を推定した。今泉ら(1992)は地すべり調査に放射能探査法を応用し、地すべり地内の土中ガスのラドン濃度が極めて偏在していることを明らかにした。また近年では海洋底の調査にも放射能探査法が応用されている(Jones, 2001)。

b 岩盤の風化度と天然放射性元素の移動性

量的には極微量であるが、地殻を構成している岩石や造岩鉱物中にはウラン(^{238}U)、トリウム(^{232}Th)、カリウム(^{40}K)などの天然放射性同位元素が含まれてい

る。火成岩におけるこれらの一般的な含有量はウランが2~10ppm、トリウムがその3~5倍程度、カリウムが数%(^{40}K の存在比はその0.0117%)である(Harmon and Rosholt, 1982)。これらは地球生成時に存在していたもので、 ^{238}U が45億年、 ^{232}Th が140億年、 ^{40}K が13億年と半減期が非常に長いことから現在まで残存している。 ^{238}U 、 ^{232}Th はその放射性崩壊によって親核種から次々に娘核種が生成する崩壊系列を形成している。天然に存在しているこれらの放射性同位元素については放射平衡が成り立っている場合、娘核種(^{222}Rn 、 ^{214}Bi 、 ^{208}Tl など)から放出される放射線の測定によって親核種の存在量を定量することができる。

^{238}U と ^{232}Th はマグマから晶出する1次鉱物に4価の状態に含まれている。この状態ではこれらは同じ大きさのイオン半径をもち、地球化学的には同じ挙動を示す。しかし、風化などの二次鉱物の生成過程では、4価のウランは、容易に酸化して6価となり、ウラニルイオン(UO_2^{2+})を作る。そのため、溶脱したり、粘土(特にモンモリロナイト)や有機物に吸着される性質を持っている。しかし ^{232}Th は、6価になれないため、移動性が低く、両者は全く別の挙動を示す(片山, 1961)。

中井(1960)は、山陰花崗岩の分布する数地区の試料の ^{238}U 、 ^{232}Th の濃度を測定し、試料採取地域の弾性波伝播速度のデータと比較し、花崗岩の風化度と ^{238}U 含有量あるいは、 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比とに關係があることを明らかにした(Fig.2-12)。すなわち速度が低下するにつれて ^{238}U 含有量は減少し、また $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比は、新鮮岩では2~5の値であるのに対し、速度の低いものでは10以上の高い値を示した。速度の低下は、風化による結晶粒間の間隙増加によると考えられるので、 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比の減少は、 ^{238}U の化学的風化作用による溶脱の程度を表していると推定される。このように、 ^{238}U の風化による移動は広域にも起こっている。また三浦(1975)は、花崗閃緑岩の貫入岩体の風化過程における化学的变化について、風化に伴うイオンの減少率は Ca^{2+} 、 Na^{+} 、などで大きく、これらの元素は風化の初期段階で急激に失われるが、 K^{+} の減少はこれらと比べて相対的に小さく、風化が進むにつれて徐々に減少するとしている。このことは

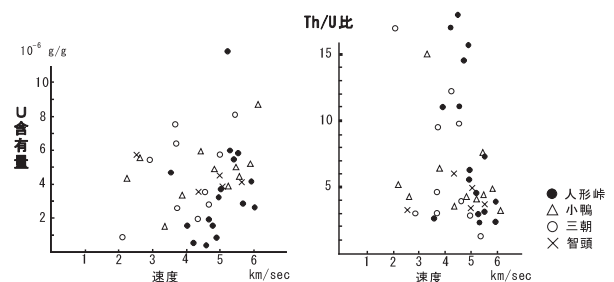


Fig.2-12 ウラン(^{238}U)、トリウム(^{232}Th)濃度と弾性波伝搬速度の關係

Relation between ^{238}U and ^{232}Th concentration and elastic wave velocity

K が花崗岩類の風化度を表す指標となる可能性を示している。

c 車載型γ線スペクトロメトリーの改良

本研究では放射能探査装置としてクリアパルス株式会社製 8675 型ハンドボーン携帯用γ線分析装置を使用した。また車載型γ線スペクトロメトリーには、クリアパルス株式会社製 7040 型車載用地熱採取位置探査装置を使用した。本装置には直径5インチのNaI(Tl)シンチレータと光電子増倍管を一体化したマルチ・ライン形シンチレーション検出器が18本搭載されている。検出器より出力された信号は1024ch スペクトル分析器を通してスペクトル・データに変換され、エネルギー強度のヒストグラム・データとしてメモリーに蓄積される。ヒストグラム・データはスペクトル解析され、散乱強度の変動に影響されない一次γ線の測定値として出力される。

Fig.2-13 に今回使用した車載型γ線スペクトロメトリーを示す。本装置は主に断層調査用に使用されているものであるため、広域的な²³⁸U-²³²Th-⁴⁰K 濃度分布を調査するため下記の改良を行った。



Fig.2-13 車載型放射能探査装置
Car-borne apparatus

- a) スペクトルの解析計算では、⁴⁰K, ²¹⁴Bi, ²⁰⁸Tl 計数値のネット値を算出し、²¹⁴Bi/⁴⁰K, ²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl, ⁴⁰K/²⁰⁸Tl の計算を行うこととした。ネット値の計算では、従来は各核種スペクトルの裾2チャンネルを予め指定し、そのチャンネル前後2チャンネル、合計5チャンネルの平均値を散乱線補正計算に使用していたが、平滑化後の5チャンネルの最低値を使うように改良した。
- b) 新たにGPSを搭載した。GPSデータの取得は、プログラムのスタート時にGPSから世界標準時を取得し、日本標準時を計算してコンピュータの内蔵タイマーを合わせ、その後は測定値の記録時に自動的にGPSによる位置データとコンピュータのタイマー値を取得してデータファイルを作成することとした。
- c) データ解析プログラムは新たにVisual Basicにて作成し、γ線データに関しては測定時と同様な解析と表示ができる仕様とした。また、1測線測定終了時に、測

線 の ²¹⁴Bi, ²⁰⁸Tl, ⁴⁰K, Total, ²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl, ²¹⁴Bi/⁴⁰K, ⁴⁰K/²⁰⁸Tl 変化を移動平均で平滑化し、平滑化された値の ²¹⁴Bi_{ave}, ²⁰⁸Tl_{ave}, ⁴⁰K_{ave}, Total_{ave}, ²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl_{ave}, ²¹⁴Bi/⁴⁰K_{ave}, ⁴⁰K/²⁰⁸Tl_{ave} を計算し、GIS プログラムに転送するγ線解析データファイルを作成する仕様とした。測定したγ線スペクトルデータは文部科学省の標準ファイル形式であるJAC データファイルに変換可能である。

d) 測定結果はGISソフト (ESRI社製 Arc View 3.2) 上で国土地理院の1/25000地形図に次の情報を表示する仕様とした。

- ・測定中のカーボン位置、移動軌跡の表示
- ・1測線測定終了時の異常点 (測定値が、前後の測定値と比べて指定した割合以上異なる点) の分布 (²¹⁴Bi, ²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl, ²¹⁴Bi/⁴⁰K の3種類)
- ・全測線測定終了時の異常点分布図と計数率および計数率比コンター表示 (²¹⁴Bi, ²⁰⁸Tl, ⁴⁰K, ²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl, ²¹⁴Bi/⁴⁰K, ⁴⁰K/²⁰⁸Tl の6種類)

III 現地調査

1 調査対象と手法の選定

本研究では①人工かん養, ②地すべり地の地下水排除, ③地下ダム, ④ダム基礎遮水の4つの地下水制御手法を選定し、それぞれの現場において問題となる不均質性(マクロポア, 亀裂, 空隙充填物, 風化度)について、地下水流動との関係・分布状況・手法の有効性等を明らかにした。第2章で述べたように、これらの現象の解明にはそれまで用いられることが少なかった環境同位体を指標としつつ、適宜それ以外の調査手法を組み合わせる現場に適用した。Table 3-1-1 に現地調査を行った4つの事例について、地下水制御手法, 不均質性, 調査手法等の一覧

Table 3-1-1 現地調査一覧表
List of field investigations

| No | 地質 | 地下水制御手法 | 調査目的 | 有する不均質性 | 解明すべき現象 | 調査対象とする指標 | 調査手法 |
|----|--------|-------------|-----------------|---------|---------------|---|---------------------------|
| ① | 第四紀砂礫層 | 人工かん養浸透型調整池 | かん養水の浸透速度の把握 | マクロポア | 卓越流の有無と比率 | 地盤の含水率, 地下水中のRn濃度, トレーサー濃度 | 中性子水分検層, 環境同位体測定, トレーサー試験 |
| ② | 第三紀泥岩層 | 排水トンネル | 抑制工の効果判定 | 亀裂 | 施工による地下水流動の変化 | すべり面付近の含水率, 排水中のRn, H濃度 | 中性子水分検層, 環境同位体測定 |
| ③ | 第四紀石灰岩 | 地下ダム | 帯水層の透水性分布の把握 | 空隙充填物 | 空隙充填物と透水性との関連 | 透水係数分布, 流入粘土分布, 地下水中のH濃度 | 揚水試験, コア観察, 環境同位体測定 |
| ④ | 白亜花崗岩 | 基礎盤の遮水 | 放射能探査の風化度調査への応用 | 風化度 | γ線強度と元素濃度の関連 | ²¹⁴ Bi, ⁴⁰ K, ²⁰⁸ Tl γ線強度, 土壌硬度, S.R.ハンマー反発度 | 環境同位体測定, 風化度測定 |

を示す。

2 第四紀洪積砂礫層における人工かん養水の浸透機構

本研究では、第四紀層礫岩の不均質性を明らかにする目的で、北陸農政局の人工かん養実験施設を利用して、散乱型中性子水分計による1時間間隔の体積含水率変化モニター、蛍光染料によるトレーサー試験、地下水面付近でのラドン濃度の測定を実施し、不飽和帯水層中の大間隙による卓越流の特性を調査した。

マクロポアによる卓越流は、地表面が飽和もしくは飽和に極めて近い水分状態 (-1cmH₂O 以上) の場合にのみ発生する (Seyfried and Rao, 1987)。人工かん養実験施設は、内径2.0m、深さ3.0mの円筒形であり、湛水条件で試験を行った。間隙空気圧の増大説は、土壌の表面への空気の漏出のための開いた経路が存在してはならない。このような条件は、水平方向の範囲で、何十mの距離にわたり、表面が十分飽和になる必要がある (Beven and Germann, 1982)。人工かん養実験施設を利用した理由は、人工かん養実験施設では2.0mの範囲が飽和されているだけなので、間隙空気圧の増大説を考慮する必要がないことである。

a 調査地区の概要

a) 地形・地質

調査地区は新潟縣長岡市の西部の丘陵に位置している。東側約4kmには一級河川信濃川が流れ、両岸には沖積平野が広がっている。信濃川左岸側には、信濃川に並行する丘陵地が連なっている。調査地は信濃川に最も近い丘陵地であり、頂部は標高100~120mの段丘面である。頂部から西側にかけてはなだらかな緩斜面をなし、東側は比高10m程の急崖から緩斜面となって沖積平野に続いている。

Fig.3-2-1に調査地区周辺の地質平面図を示す。丘陵地と沖積平野の境界域には河岸段丘が発達し、長岡市周辺では段丘面が4面に区分されている (小林ら, 1991)。地下水人工かん養試験を行った施設はこの丘陵頂部 (標高約100m) に位置しており、最も高位な段丘面の分布域にあたる。

試験地における地質層序は上位から、表層のローム層 (層厚約2m)、玉石混じり砂礫から成る段丘礫層 (層厚約10m)、シルトから成る魚沼層となっており、段丘礫層が不圧帯水層、魚沼層が基盤となっている (Fig.3-2-3)。Table 3-2-1に試験地においてかん養施設掘削時に行った土質試験結果を示す。密度測定は砂置換法を採用し、現場密度と含水比は1地点あたり3点測定し、土粒子密度と粒度分析は1地点あたり1点の測定とした。粒度分析では、最大粒径がφ50mm程度で、礫分が52~83% (平均72%) を占め、粘土・シルト分の含有率は5%未満、均等係数は20~63であった。土粒子の密度は平均で2.66g/cm³、含水比は8.7%であった。

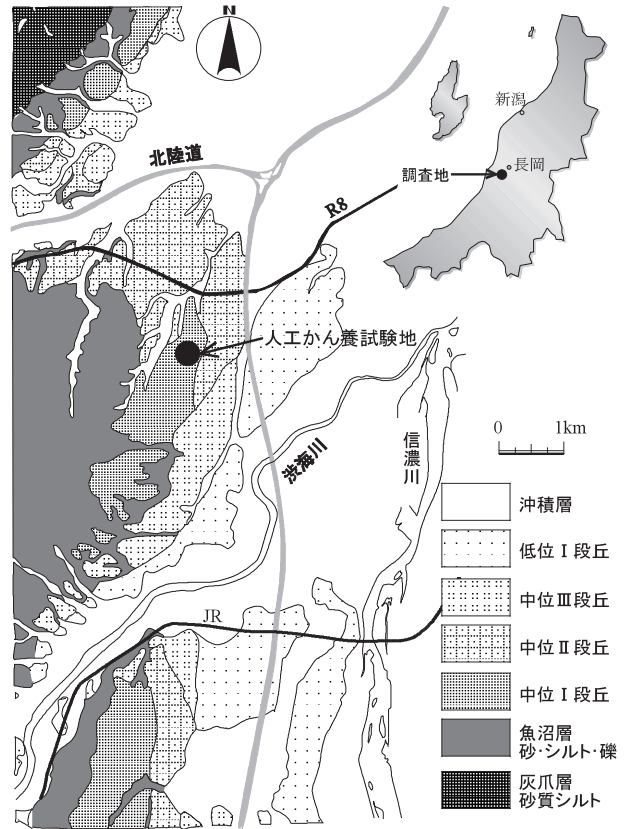


Fig.3-2-1 調査地周辺地質平面図

Geological map of study area

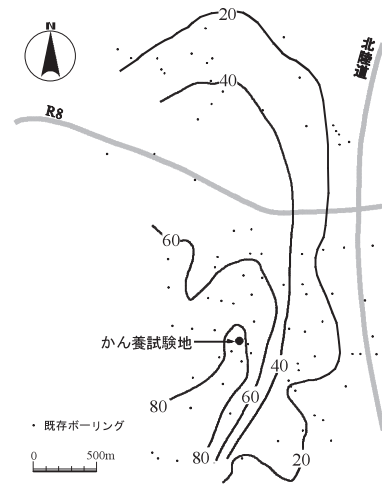


Fig.3-2-2 調査地周辺基盤等標高線図

Basement contour map

Table 3-2-1 かん養施設掘削時の土質試験結果

Result of soil test at recharge pond

| 採取深度 m | 湿潤密度 g/cm ³ | 乾燥密度 g/cm ³ | 土粒子の密度 g/cm ³ | 間隙比 | 間隙率 % | 含水比 % | 粒度組成% | | | 均等係数 |
|-----------|---------------------------|---------------------------|-----------------------------|------|----------|----------|-------|------|-----|------|
| | | | | | | | 礫 | 砂 | シルト | |
| 3.00 | 1.67 | 1.49 | 2.66 | 0.78 | 43.9 | 12.2 | 51.8 | 44.1 | 4.1 | 19.6 |
| 3.30 | 1.83 | 1.72 | 2.68 | 0.56 | 35.7 | 6.6 | 80.4 | 17.8 | 1.8 | 63.0 |
| 3.50 | 2.13 | 1.98 | 2.65 | 0.34 | 25.1 | 7.3 | 83.0 | 15.0 | 2.0 | 34.0 |
| 平均 | 1.88 | 1.73 | 2.66 | 0.56 | 34.9 | 8.7 | 71.7 | 25.6 | 2.6 | 38.9 |

b) 水理地質

Fig.3-2-2 に調査地周辺の既存資料から作成した、基盤である魚沼層の上面等標高線図を示す。試験地は丘陵の頂部に位置しているが、水理地質的にも基盤の尾根部となっており、地下水位は EL.91m (GL.-10m) 程度である。試験地内のボーリング結果によると、試験地周辺において基盤は西に傾斜している (Fig.3-2-4)。

人工かん養試験地に掘削されたボーリング孔で行った現場透水試験から求めた段丘礫層の飽和透水係数は深度 4.3m で $3.1 \times 10^{-5} \text{m/s}$, 深度 6.1m で $2.7 \times 10^{-5} \text{m/s}$, 深度 7.0m で $9.4 \times 10^{-5} \text{m/s}$ であった。

b 実験方法

地下水人工かん養試験は同じフィールドで 2000 年の第 1 回試験時にトレーサー試験を、2001 年の第 2 回試験時に水分検層とラドン濃度測定を行った。人工かん養は、かん養施設内に設置されたボールタップによって湛水深を第 1 回試験では 0.5m に、第 2 回試験では 0.3m に保たれるようにかん養条件を変えて行った。

a) 実験施設

地下水人工かん養施設は通常畑として利用されている場所を借り上げて設置された。Fig.3-2-3 にボーリングデータを基に作成した人工かん養試験地の施設断面図を、Fig.3-2-4 に平面図を示す。かん養施設は内径 2.0m、深さ 3.0m (第 1 回試験時は 2.3m) の円筒形であり、土留め壁には厚さ 2.7mm の鋼板製ライナープレートを使用して側面を遮水している。また、底面以深 20cm は粒径 20mm の豆砂利で置換している。

Table 3-2-2 に今回使用した地下水観測孔の諸元を示す。水分検層には B6 III 孔を使用し、ラドン濃度測定・トレーサー濃度測定用試料採取は B6 孔で行った。それぞれかん養施設からの距離は B6 III 孔で 65cm, B6 孔で 48cm であり、観測孔同士の距離は約 1m である。保孔管は硬質塩化ビニール管 (VP 管) が用いられており、Table 3-2-2 に示したスクリーン区間以外は無孔である。無孔区間とスクリーン区間の境界はナイスシールで遮水され、これより上部の孔壁と保孔管の間隙にはモルタルが充填されている。

かん養水は近傍の貯水池の水を使用した。この貯水池は信濃川の水を揚水して貯留している。貯水池から、現場に設置された水槽までは散水車で輸送し、水槽からかん養施設までは給水管を配して給水した。

Table 3-2-2 地下水観測孔諸元
Specifics of observation wells

| 孔番号 | 地盤標高 (EL.m) | 掘削深度 (m) | 口径 (mm) | スクリーン区間 (GL.m) |
|--------|-------------|----------|---------|----------------|
| B6 | 102.03 | 12.0 | 75 | 10.0 ~ 13.0 |
| B6 III | 102.03 | 13.0 | 50 | 10.0 ~ 12.0 |

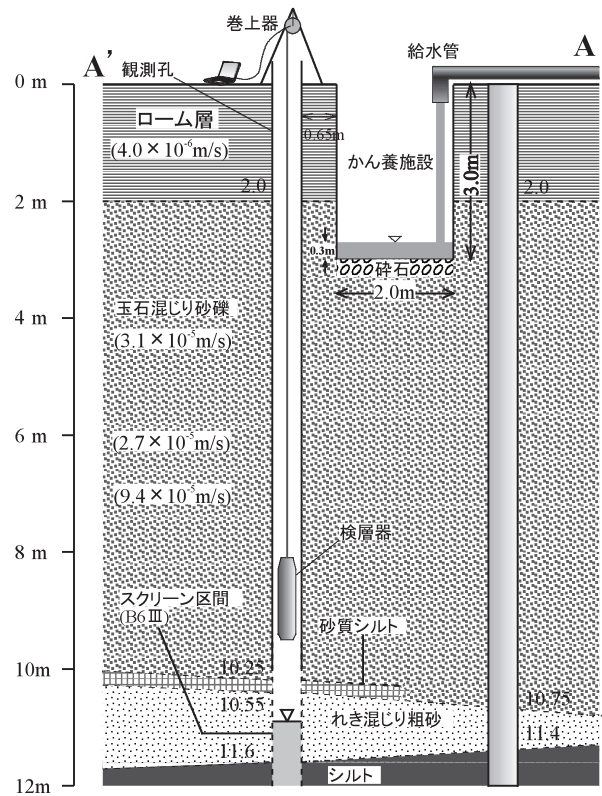


Fig.3-2-3 かん養施設断面図
Section of experimental field

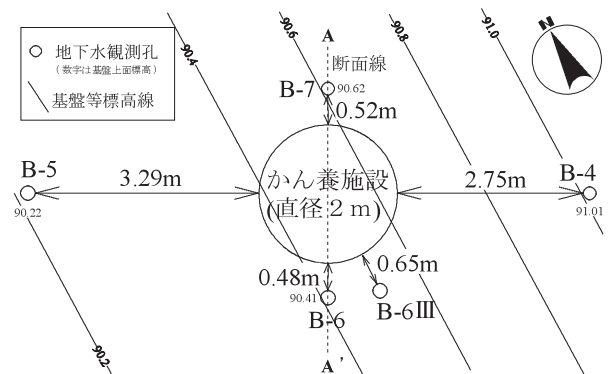


Fig.3-2-4 かん養施設平面図
Arrangement map around recharge pond

b) 人工かん養試験

第 1 回の人工かん養試験は 9 月 26 日から 5 日間行われた。1 日のかん養時間はかん養初日が 8 時間、2 日目が 6 時間、3 日目以降が 10 時間であり、それぞれ連続して行われた。Table 3-2-3 にかん養試験期間中の日かん養量の変化を示す。日かん養量はかん養初日が 26.6m³/day であったが、目詰まりによって徐々に低下し、5 日目には 14.8m³/day まで低下した。総かん養量は 109m³ であった。かん養試験 5 日前からかん養試験終了日までの日降水量は、かん養試験開始 2 日前が 10mm/day, 前日が 10mm/day, かん養試験 2 日目が 20mm/day でそれ以外の日は 0 であった。試験期間中の地下水位は G.L. -10.6 ~ -11.0m であった。

Table 3-2-3 地下水人工かん養試験における日かん養量
Daily recharge amount

| 年月日 | 湛水深 m | かん養時間 h | 日かん養量 m ³ |
|------------|-------|---------|----------------------|
| 2000/9/26 | 0.5 | 8 | 26.6 |
| 2000/9/27 | 0.5 | 6 | 21.5 |
| 2000/9/28 | 0.5 | 10 | 26.3 |
| 2000/9/29 | 0.5 | 10 | 19.6 |
| 2000/9/30 | 0.5 | 10 | 14.8 |
| 小計 | | | 108.8 |
| 2001/10/19 | 0.3 | 10 | 11.7 |
| 2001/10/20 | 0.3 | 10 | 8.4 |
| 2001/10/21 | 0.3 | 10 | 5.5 |
| 2001/10/22 | 0.3 | 10 | 4.0 |
| 2001/10/23 | 0.3 | 10 | 4.2 |
| 小計 | | | 33.8 |

第2回の人工かん養試験は10月19日から5日間行われた。1日のかん養時間は10時間であり、それぞれ午前9時～午後7時まで連続して10時間行われた。日かん養量はかん養初日が11.7m³/dayであったが、5日目には4.2m³/dayまで低下した。総かん養量は34m³であった。かん養試験5日前からかん養試験終了日までの日降水量は、かん養試験開始2日前が18mm/dayで、それ以外の日は0であった。試験期間中の地下水位はG.L. -11.0～-11.5mであった。

c) トレーサー試験

トレーサーは帯水層内で比較的吸着の少ない蛍光染料であるローダミン WT を用いた (今泉・小前, 1999)。トレーサーの使用量は20%水溶液1リットルとした。かん養開始直後にトレーサー全量をかん養施設に直接投入し、一定量の水(1.6m³)を給水した後給水を停止させ、トレーサー水が完全に浸透するのを待った。その後給水を再開した。トレーサーの濃度を測定するため、かん養施設直近のB6孔において地下水面付近(概ね地下水面～30cm程度)の水をペーラーで100ml採取した。採水間隔は、初日は試験開始直後から概ね1時間間隔、2日目は4時間間隔、3日目以後は採水回数を徐々に減じた。分析は分光蛍光光度計(島津製作所製RF-5300PC)で行った。分析下限値は約1ppbである。

d) 体積含水率の測定

試験地ではアクセスチューブとしてかん養施設直近(距離0.65m)の地下水観測孔(B6Ⅲ孔)を利用し、第2章で述べた自動巻き上げ器を使用した。測定は検層器をG.L. -11mまで降ろした後、自動巻き上げ器によってG.L. -3mまで引き上げながら連続的に行った。測定日は第2回かん養試験初日とし、試験開始1時間前のバックグラウンド測定も含め測定間隔は1時間とした。

e) 地下水面付近のラドン濃度測定

ラドン濃度の測定はB6孔において行った。採水は第2回かん養試験初日のかん養開始から概ね1時間間隔で行い、かん養試験2日目以降は1日2回とした。測定に

は第2章で述べたトルエン抽出法を採用した。採水にあたっては現地で孔内採水用のペーラーを用いて地下水面付近(概ね地下水面～30cm程度)の地下水を採水した。

c) 実験結果

a) トレーサー試験結果

Fig.3-2-5にかん養試験中のローダミン WT 濃度の経時変化およびかん養期間を示す。地下水位はかん養開始2.5時間後に約0.15m上昇した後上昇を続け、かん養開始8.5時間後にはかん養開始時より約0.3m上昇した。

トレーサー濃度はかん養開始(投入)後3.5時間まではほぼ0(検出下限値以下)であったが、3.5時間で2.7ppb、4.5時間で11.0ppbの値を示した。その後急激に上昇し、9.5時間に最も高い値179ppbを示した。その後濃度は急激に低下したが、投入後13.5時間(70ppb)で緩やかな低下に転じた。かん養試験2日目以降は漸減しながら最終的には10ppb未満まで低下したが、この間かん養が開始される度に濃度は一時的に上昇した。

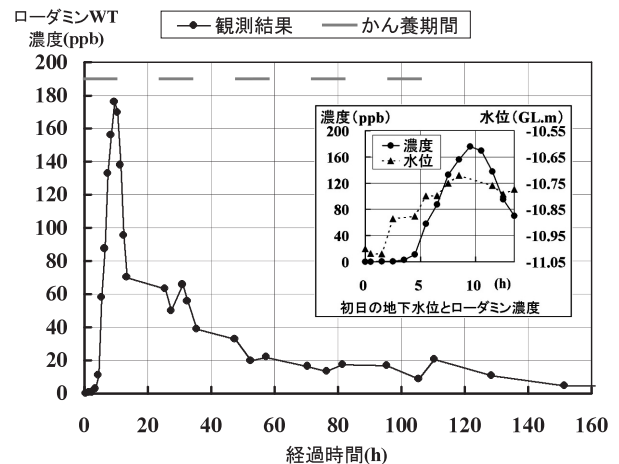


Fig.3-2-5 かん養試験中のトレーサー濃度変化

Fluctuation of tracer concentration during artificial recharge test

b) 体積含水率測定結果

Fig.3-2-6に第2回かん養試験開始前における不飽和帯の体積含水率を示す。体積含水率は深度1cm単位でプロットし、それぞれ当該深度の上下各5cm分の平均を取った。人工かん養前の地盤の体積含水率は以下のとおりである。深度3mにおける体積含水率は約20%である。深度3～6mでは5%程度の増減を繰り返しながら深度が増すに連れて漸減し、深度6mでは約12%となる。深度6～9.5mでは2～3%の増減を繰り返しながらほぼ横ばいである。砂質シルトの薄層が狭在している深度9.5mからは、急激に増加し、深度9.8mで約27%の極大値を取る。深度9.8mから10.3mにかけては急激に減少し約14%の極小値を取る。それ以深では深度を増すにつれて急激に増加し地下水面(深度11.3m)に至る。

今回の測定では密度を測定していないので正確な含水比曲線を描くことはできないが、対象とする物質の間隙率が等しければ、対象地点の体積含水率を飽和状態の体

積含水率で除すことによって飽和度を求めることができる。飽和度 S_r は、土の全間隙体積 VV に対する間隙中の水の体積 VW の比（または百分率）として次式のように表わされる。

$$S_r = VW / VV \quad (3-2-1)$$

(3-2-1) 式で VV が砂礫層中で一定と仮定し、 VV に地下水面以下で測定された飽和状態の体積含水率 32.7%、 VW に計測地点の体積含水率を代入して求めた地盤の飽和度 S_r と、体積含水率の分布を図 3-2-6 に示す。深度 9.5 ~ 10.3m に挟在するシルト薄層部分については VV が砂礫層と大きく異なると考えられるので図示していない。図より地下水面（深度 11.3m）直上で含水比が深度と共に増加している深度 10.4 ~ 11.3m が毛管帯、それ以浅が懸垂帯であると考えられる。

Fig.3-2-7 に第 2 回かん養試験初日における測定結果を示す。Fig.3-2-7a) はかん養開始時とかん養終了時の体積含水率分布を示す。図の縦軸は深度、横軸は体積含水率である。Fig.3-2-7b) は 1 時間あたりの体積含水率変化量を示す。図の縦軸は深度、横軸はかん養開始後の経過時間である。体積含水率は深度 10cm 毎の平均値を取り、1 時間前の観測値との差を取り、0.4% 刻みで等変化量線

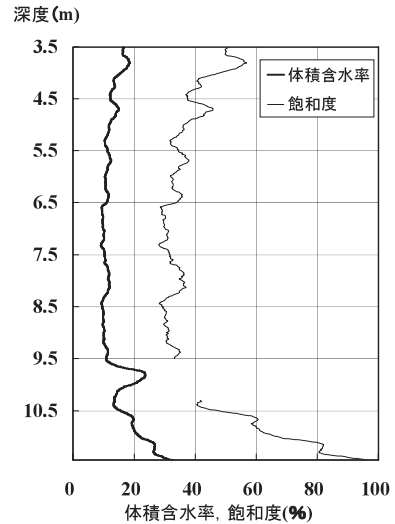


Fig.3-2-6 かん養試験前の体積含水率・飽和度分布
Distribution of volumetric water content and degree of saturation before recharge test

を表示した。図中赤い色で表示されている部分が、1 時間あたりの体積含水率の増加量が多い深度、青い部分が 1 時間あたりの体積含水率の減少量が多い深度である。また Fig.3-2-7c) にはかん養試験中の地下水位変化を示す。図の縦軸は深度、横軸はかん養開始後の経過時間である。

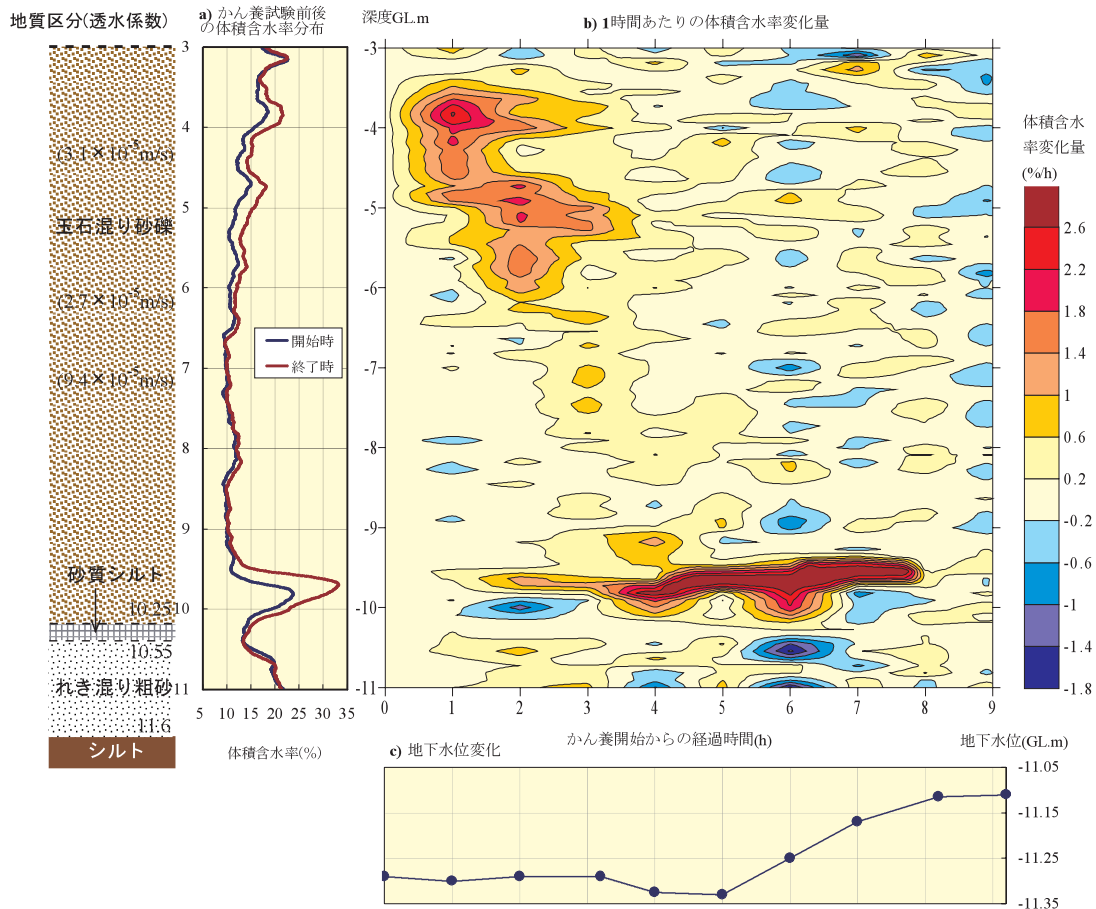


Fig.3-2-7 体積含水率変化量経時変化
Fluctuation of volumetric water content during recharge test

c) ラドン濃度測定結果

第2回人工かん養試験中のかん養水のラドン濃度はほぼ0 (0.00 ~ 0.18Bq/l) であった。また人工かん養試験直前の地下水中のラドン濃度は10.5Bq/lと、かん養水の濃度とは明らかに異なっていた。

Fig.3-2-8にかん養開始から3日目までの地下水中のラドン濃度の実測値と降下浸透過程のかん養水のラドン濃度変化の推定値を示す。降下浸透過程のかん養水のラドン濃度変化の推定値については後で述べる。かん養試験中のラドン濃度はかん養開始～6時間後までは9.5～11.5Bq/lの範囲で推移したが7時間後に7.0Bq/lに低下した。かん養試験2日目の開始時には地下水中のラドン濃度は若干上昇したが、2日目のかん養終了時には若干減少した。その後は徐々に低下し、3日目のかん養試験終了時には2.5Bq/lに達した。

Fig.3-2-9に第2回人工かん養試験初日のラドン濃度変化と地下水位の関係を示す。

地下水位は、かん養開始～5時間後まではG.L.-11.3m前後の値であったが、6時間後に上昇を開始し、8時間後にはG.L.-11.1mに達し、その後は緩やかに上昇した。

d 考察

a) トレーサーの挙動について

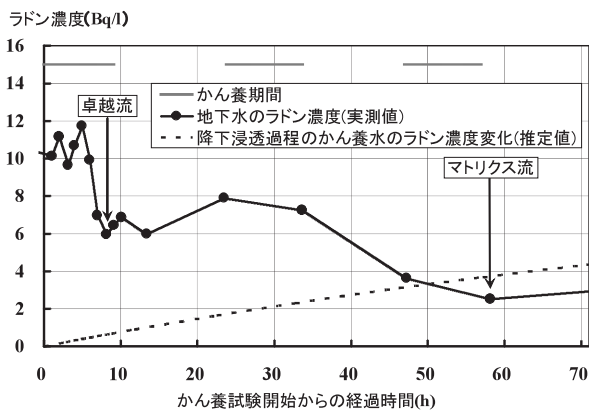


Fig.3-2-8 地下水中のラドン濃度とかん養水のラドン濃度変化
Fluctuation of radon concentration in groundwater test

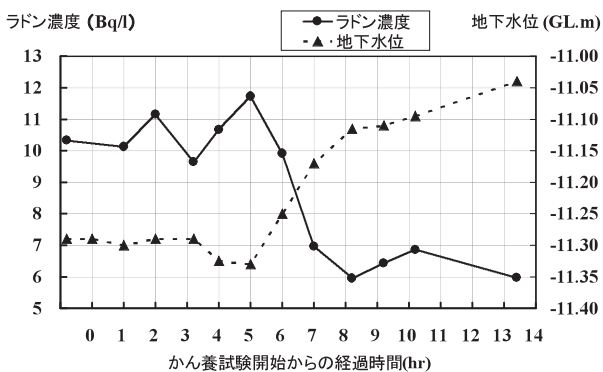


Fig.3-2-9 かん養試験初日の地下水中のラドン濃度変化
Fluctuation of radon concentration in groundwater and groundwater table

Fig.3-2-5に示すとおり、トレーサーが最初に検出されたのはかん養開始3.5時間後であり、ピーク濃度に達したのはかん養開始9.5時間後である。これに対して地下水位はかん養開始2.5時間後に上昇を開始している。トレーサーが3.5時間後に地下水中から検出されているので、この時点でかん養水が地下水面まで到達しているといえる。一方でトレーサー濃度のピークは最初に検出されてから6時間遅れて観測された。これより、トレーサー水が最も多く地下水に付加されたのはかん養開始9.5時間後であり、それ以前(かん養開始2.5～9.5時間)に地下水面に到達したトレーサー水は、量的には少ないがより速い速度で地下水面に到達する経路を流れてきたといえる。

石黒(1996)は、透水性の異なる2層構造のカラムに、開放条件を模擬できるように側方に穴を開け、湛水条件での浸透試験を行った。下層に粗粒土を詰めたカラム試験では、開放条件の時、動水勾配が1になり、飽和浸透が発生した。人工かん養試験では、かん養は径2mのピットでのみ行われているので、浸透条件は動水勾配1の開放条件であったと考えられる。飽和状態の体積含水率32.7%を実際に水が流動する間隙の割合と見なし、飽和透水係数を深度2.3m～7.0mまでを0.1m/h、深度7.0m～11.0m(試験開始時の地下水位)を0.34m/hとすると、浸透に要する時間は22hになる。従って、かん養開始後3.5～9.5時間で到達したトレーサーは、経路は特定されないが、飽和透水係数から推定される速度より大きい流速を持つ卓越流によって降下浸透したものと考えられる。トレーサーの検出が地下水位の上昇より1時間遅れている理由は次のように考えられる。トレーサーを含んだ卓越流が毛管帯の上端に達したとき、毛管帯からの排水が始まり地下水位が上昇するが、このとき最初に地下水面に付加される水は毛管帯の中にトラップされていた水であった。この水が排水された後、トレーサーを含むかん養水が地下水面に付加されたため、地下水位が上昇した当初はトレーサーが検出されなかった。これまで、マトリクスの毛管間隙を降下する水について、濡れ前線が毛管上昇(不飽和毛管帯)の上限に達すると土壤水の一斉移動が始まるということは指摘されていた(佐倉・谷口, 1983, ロージェ, 1963)が、今回の試験結果は、部分的な卓越流が不飽和毛管水帯の上端に到達しても、毛管水帯の圧力平衡が崩壊し、毛管水帯の水の移動が始まり、地下水面を通過する流れが生ずることを示している。この現象は、次節で示すように地下水中のラドン濃度変化からも確認されている。

b) 体積含水率の変化について

第2回かん養試験における地盤の体積含水率の経時変化はFig.3-2-7に示すとおりである。かん養開始1時間後の観測では深度3.8mにおいて最も体積含水率が上昇し、上昇率は2.7%/hである。かん養開始2時間後の観測では最も体積含水率が上昇した深度は4.7mに下降し、上

昇率は2.1%/hである。かん養開始3時間後の観測では深度6m以浅で依然として体積含水率が上昇しているがその上昇率は小さくなり、深度6～8mの領域で体積含水率の上昇が始まる。1%/h以上の上昇率を示した深度は5.0～5.3mと6.4mである。観測開始4～5時間後になると深度9m以深の体積含水率の上昇が顕著になってくると共に、それより上部での体積含水率の変化は小さくなる。最も体積含水率が上昇した深度はかん養開始4時間後では深度9.8m、かん養開始5時間後では深度9.7mである。体積含水率がこの領域で顕著に上昇しているのはこの深度より下に薄く挟在している砂質シルトの影響と考えられる。このような動きは今回及び第1回かん養試験時に行われた電気探査による比抵抗モニタリングや孔間レーダーによっても、比抵抗の低下ゾーン等が時間と共に深部に波及していく様子が確認されている(中里ら2000, 中里2003, Kuroda et. al. 2002)。かん養開始6時間後には深度9.5～10mで体積含水率の上昇が続く(最も体積含水率が上昇した深度は9.6m)のに対し、深度9m以浅の体積含水率はほぼ変化しなくなる。地下水位はこの時点から上昇を始め(0.08m/h)、地下水面への浸透水の付加が始まったと考えられるが、ラドン濃度はそれほど変化していない。かん養開始7時間後の体積含水率の変化はその1時間前とほぼ同様であるが、このとき地下水位は上昇を続け(0.08m/h)、ラドン濃度も低下(-2.95Bq/l・h)している。地下水位の上昇とラドン濃度の低下には1時間の時間差があるが、これは第1回かん養試験において地下水位の上昇とトレーサー濃度の上昇の開始時間に1時間の時間差があったことと類似している。このことはトレーサー試験の項で述べたように、部分的な卓越流が不飽和毛管水帯の上端に到達して、毛管水帯の圧力平衡が崩壊し、毛管水帯の水の移動が始まり、地下水面を通過する流れが生じたことを示していると考えられる。毛管帯の水のラドン濃度は、土粒子と放射平衡状態にあった水であるので、ラドン濃度がそれほど変化していない事実も説明できる。また、かん養開始6時間後にそれまで少しずつ上昇していた深度10.5m以深の体積含水率が一時的に減少したことは、毛管水の排水に依っている可能性がある。

かん養開始8～9時間後の観測では全域に亘って体積含水率の変化が小さくなる。これに対して地下水位の上昇量は小さくなり(0.01m/h)、ラドン濃度の変化も小さくなる。このことはかん養開始8時間後以降、人工かん養による浸透流が定常状態に達した(単位面積あたりの浸透量、浸透速度が全深度に亘ってほぼ変化しなくなった)ことを示している。

Fig.3-2-7でかん養開始1時間後と2時間後を比較すると、体積含水率が最も増加している領域はかん養開始1時間後で深度3.8m、かん養開始2時間後で深度4.7mである。体積含水率が最も増加している領域は1時間で0.9m下降しており、その降下速度は0.9m/hである。こ

れに対して深度9.8mで体積含水率が顕著に上昇を始めるのはかん養開始4時間後であり、体積含水率が最も増加している領域は2時間で5.1m下降しており、その降下速度は約2.6m/hである。この値はかん養開始後1～2時間の降下速度の約3倍である。また、かん養開始後1～2時間においては深度4～5mで体積含水率が2.0%/h以上の増加を示すのに対して、深度6～9mでは最大でも1.0%/hの増加しか示していない。これらはいずれも深度による透水係数の違いに起因すると考えられる。深度による透水係数は深度4.3mで 3.1×10^{-5} m/s (0.11m/h)、深度6.1mで 2.7×10^{-5} m/s (0.10m/h)、深度7.0mで 9.4×10^{-5} m/s (0.34m/h)と深度7.0mでそれ以浅の約3倍と大きくなっている。深度6m以深では透水係数がそれ以浅より大きいことから浸透速度が速くなり、そのため体積含水率の変化も小さくなると考えられる。田淵(1961)は微粒-粗流の2成層の湛水降下浸透において、下層の粗流層で流水部分と非流水部分が共存する部分流が発生することを実験によって明らかにしている。同様に佐倉(1989)は上層が細粒土、下層が粗粒土の土層構造がある場合の不飽和浸透において、細粒層に飽和領域(毛管水帯)が形成され、この毛管水帯の圧力平衡が壊れたときに水の下層への降下が生ずるとし、下層に大きさの異なる割れ目がある場合、口径の小さな割れ目からの流出が先に起こることを示している。透水試験結果より本試験地の深度3～9mの地盤の透水性は微粒-粗流の2成層に近いと考えれば、深部での体積含水率の変化が小さいことは、深度6m以深の不飽和帯では人工かん養によって部分的に飽和領域が形成されつつ、浸潤前線の降下が起こったと解釈することができる。この部分的な飽和領域は礫層の堆積過程で生じたもので、比較的水が浸透しやすい間隙であると推定されるが、それが大間隙であるのか、逆に比較的小間隙の小さい(土粒子が密に繋がった)領域であるのかは、本調査結果からは特定できない。

c) ラドン濃度の変化とかん養水の浸透について

Fig.3-2-8よりラドン濃度はかん養開始7時間後から34時間後まで概ね6～8Bq/lの値を推移している。このことは部分的な卓越流量が概ね一定であることを示している。1日目のかん養が終了した後、2日目のかん養が開始されるまでの間ラドン濃度は約2Bq/l上昇しているが、かん養開始時の値まで上昇しないのは、かん養を停止している間もかん養水の浸透が続いていることを示している。また2日目のかん養終了後からラドン濃度は顕著に下降し、3日目のかん養終了時には2.5Bq/lまで低下している。この変化はかん養初日～2日目とは明らかに異なっている。前述した通り卓越流量は概ね一定であるので、このラドン濃度の低下は卓越流より遅い速度の浸透流(ここではマトリクス流と呼ぶ)が存在することを示している。

かん養水は地下にかん養された直後より地盤の土粒子からラドンの供給を受け、そのラドン濃度は徐々に上昇

する。一方、地下水面付近のラドン濃度の実測値は徐々に低下している。これより地下水面付近のラドン濃度が、かん養水のかん養後のラドン濃度と一致した時が、かん養水の平均的な地下水面への到達時間と考えることができる。この到達時間を求めるため、かん養水のかん養後のラドン濃度変化を計算する。

ラドンは放射性核種である。原子数 N の放射性核種が、単位時間内に壊変を起こす原子数 dN/dt は、

$$dN/dt = -\lambda N$$

λ : 壊変定数

で表される。また半減期 $T_{1/2}$ と壊変定数の間には次の式が成り立つ。

$$1/2 = e^{-\lambda T_{1/2}}$$

ラドンは親核種であるラジウム (^{226}Ra) と比べて半減期が短い (壊変定数が大きい) ので、両者の放射能比には次の平衡式が成り立つ (佐藤ら, 1989)。

$$\lambda_B N_B / \lambda_A N_A = \lambda_B / (\lambda_B - \lambda_A) (1 - \exp^{-(\lambda_B - \lambda_A)t})$$

λ_A : 親核種 (ラジウム) の壊変定数
 λ_B : 娘核種 (ラドン) の壊変定数
 N_A : 親核種 (ラジウム) の原子数
 N_B : 娘核種 (ラドン) の原子数
 $\lambda_A N_A$: 親核種 (ラジウム) の放射能
 $\lambda_B N_B$: 娘核種 (ラドン) の放射能
 t : 経過時間

また、 $\lambda_B \gg \lambda_A$ の場合、時間が十分経過すると、

$$\lambda_B N_B = \lambda_A N_A$$

となり、両者の間に永続平衡が成立する (濱田ら, 1997)。このときのラドン濃度が放射平衡濃度である。

かん養に使用した河川水のラドン濃度を 0Bq/l とし、調査地における地下水のラドン放射平衡濃度をかん養試験直前の測定値である 10.5Bq/l とすると、かん養後 t 日が経過したかん養水のラドン濃度 C は次式で与えられる (濱田ら, 1997)。

$$C = 10.5(1 - \exp^{-\lambda_B t}) \quad (3-2-2)$$

$$\lambda_B = 0.693/T_{1/2B}$$

$T_{1/2B}$: 娘核種 (ラドン) の半減期 (3.82 日)

(3-2-2) 式はラドン濃度 0 の水が、かん養によって地盤の土粒子等からラドンの供給を受け、ラドン濃度が徐々に上昇して放射平衡濃度 (10.5Bq/l) に近づくことを示

している。Fig.3-2-8 には、(3-2-2) 式によるかん養水のラドン濃度曲線 (計算値) も示されている。かん養水のラドン濃度は、不飽和帯の堆積物からのラドンを溶解しながら徐々に上昇し、かん養開始後 49 時間で実測値と等しくなる。従って、実測されたラドン濃度変化と、放射平衡式から推定されたラドン濃度曲線が交差するかん養開始 49 時間後が、かん養水が地下水面に達する平均的な時間であると推定される。浸透速度 D は、

$$D = 8\text{m (不飽和帯の厚さ)} / 49\text{h} \\ = 0.16\text{m/h}$$

となり、中性子水分検層によって求められた体積含水率上昇部の伝搬速度 $0.9 \sim 2.6\text{m/h}$ と比較して 1 オーダー程度小さい。ラドン濃度変化の初期検出時間とピーク時間の違いを考慮すると、かん養水の一部は卓越流となり速い速度で地下水面まで到達しているが、大部分はそれより 1 オーダー近く遅い速度で地下水面まで達していると考えられる。

Hamada and Komae (1994) は、水田地帯で、地下水面付近のラドン濃度が、代かきが始まる頃から減少し、2 日で数 Bq/l の濃度まで低下する現象を、懸垂帯におけるラドン濃度を水、空気、土粒子のラドン分配から計算し、ピストン流により不飽和帯のラドンが地下水面に押し出されて濃度が低下すると考えた。しかし、今回の測定結果は、マトリクス流より 10 倍速い卓越流により生じていることから、ラドン濃度低下の主要な原因は、卓越流として降下する極低濃度のラドン水と、地下水面付近で平衡にあった高ラドン濃度の地下水との混合であると考えられる。また、かん養開始 8~9 時間後に全域に亘って体積含水率の変化が小さくなり、人工かん養による浸透流が定常状態に達したのは、卓越流の流路がかん養水で充填され、見かけ上定常状態に達したことを示していると考えられる。

最後に、かん養水の浸透速度から、卓越流の流路がどの程度発達しているかを推定する。第 2 回かん養試験においてラドン濃度から推定されたかん養水の平均浸透時間は 49 時間である。一方、卓越流と考えられる速い浸透はかん養開始後 7 時間で観測されており、平均浸透時間は 7 時間で地下水面に達する速い流れと、より遅い流れ (マトリクス流) の合成値である。Fig.3-2-8 よりラドン濃度が最低値に達するのはかん養開始 57 時間後であり、この時点でマトリクス流の中心が地下水面に到達したと考える。不飽和帯の厚さを 8m とし、それぞれの浸透速度を求めると、

$$\text{卓越流の浸透速度: } V_p = 8/7 = 1.1\text{m/h}$$

$$\text{マトリクス流の浸透速度: } V_m = 8/57 = 0.14\text{m/h}$$

$$\text{平均浸透速度: } V_a = 8/49 = 0.16\text{m/h}$$

である。卓越流が平均浸透速度に占める割合を p とすると、

$$V_a = p \times V_p + (1-p) V_m$$

$$p = 0.023$$

となり、卓越流の流路は全体の 2.3% 程度と推定される。成岡ほか (1988) の研究によれば、関東ロームにおける限界間隙量は全間隙の 2～9% 程度と報告しており、この値は妥当な値であると言える。安原ら (1992) は、実験から断面積の割合がわずかに 1.8% にすぎない細い大間隙が一本存在するだけで、大間隙周辺の降雨浸透・地下水かん養プロセスが著しく変化したことを報告しており、2.3% 程度でもかん養水の浸透過程に大きな影響を及ぼしていると考えられる。

本研究では卓越流の存在とその割合が推定され、用いた手法の有効性が確認された。しかしこの結果はトレーサーや中性子水分検層から間接的に推定したもので、卓越流の経路や地盤の不均質性を直接明らかにしたのではない。マクロポア等の地盤の不均質構造は、土壌の顕微鏡観察、軟 X 線測定などによる研究方法があるが (Beven and Germann, 1982)、サンプルスケールのものであり、これらが地下水かん養という大きなスケールに影響する卓越流を代表しているかは疑問である。今後、野外スケールでの、三次元の間隙構造の解明が求められる。

3 第三紀層泥岩地すべり地における排水トンネル効果判定

トンネルへの地下水の流入は、トンネルに沿った局所的な地質とその構造によって決まる。Krynine and Judd (1957) はトンネルに流入する地下水は次の 3 つの異なるパターンがあるとしている。

- ①地下水に大きな圧力がかかり坑壁周囲のいたる所から噴出する。
- ②坑壁を通過して、水滴や連続した流れとなって流入する。
- ③トンネルの天端から滴り落ちる。

①の現象は、断層粘土がダムとして機能していて、トンネル工事により断層粘土が取り除かれたときに発生する。②、③の現象については、亀裂を流れる地下水が支配的であるとしている。オーストリアの中央アルプスに掘られたトンネルの例では、トンネル内の地下水の湧出点はその箇所においても何らかの亀裂と関連しており、亀裂の交差点以外に湧出点が分布することは希であった。また、断層のない塊状の片麻岩部分は乾いており、地下水面下にありながら全区間の 40～70% でトンネルは完全に乾いていた (Ewert, 1985)。これらは岩盤中の地下水流動を考える上で、亀裂流を明らかにする重要性を示唆している。Hurr and Richards (1966) は、火成岩

と変成岩体について研究を行い、地下水の流入は、亀裂が入っている程度、亀裂間の相互の連結の程度、亀裂が岩盤全体にどれだけ続いているかという 3 つの因子に依存していること示したが、トンネル壁の亀裂の観察から、これら 3 つの因子の状況を推定することは不可能であり、トンネル施工後の地下水流動状況の変化予測を困難としている。特に地すべり地で排水トンネルを施工した場合、トンネル内部から施工する水抜きボーリングの施工位置・施工密度 (施工間隔) を決定するためには、水みちとなっている領域を予測しなければならないが、上記したとおりトンネル施工時に得られる地質情報のみからでは予測が困難な場合が多く、試掘ボーリングを行いその排水量から施工密度を決定しているのが現状である。

排水トンネルの目的は地すべり地のすべり面にかかる間隙水圧の軽減である。このすべり面は一般的に幾何学的に単一な面ではなく、ある厚みを持ったゾーンのなものであり、全体的に粘土化していても、その中に無数の亀裂を伴うことが知られている (申, 1989)。紀平 (1989) は集水井でのすべり面の観察から次のようなことを明らかにしている。

- ①すべり面には上下の地層とは明らかに異なる 3～8cm の厚さの粘土が存在する。
- ②すべり面粘土の内部からの地下水の滲出は認められない。すべり面から数 cm 上位の岩片混じり粘土の岩片の間隙や岩片と粘土の境、およびすべり面から 2～6m 上位で地下水の滲出が観察される。
- ③すべり面の含水比は 47%～53% であり、すべり面直上の粗粒成分が混じった粘土の含水比 (36～47%) に比較して数 % 高い状態にある。

以上の観察からすべり面自体は不透水層であることがわかる。従って、地すべりの安定解析でいうところの「すべり面に働く間隙水圧」は、せん断面とは多少ずれた上位に分布する地下水の水圧が、粘土のせん断亀裂帯を介してせん断面に揚圧力として働くと考えべきである (紀平, 1989)。

このことはすべり面付近の間隙水圧を測定できれば、その値によって排水ボーリングの間隔を決定することができるのと同時に、施工後の変化を測定することにより効果判定を行うことができることを示唆している。しかし、すべり面は厚みを持っており間隙水圧はせん断面とは多少ずれた位置に働くことから、効果的な深度に間隙水圧計を埋設することは容易ではない。一方ですべり面に間隙水圧を与える水みちが存在すれば、当該箇所の含水率は周辺と比べて高くなるので、推定されるすべり面を貫くボーリングを行って観測孔を設置し、深度毎に含水率を測定すれば間隙水圧を測定するのと同様の測定効果が期待できる。

本研究ではこのような観点から、北陸農政局によって施工された地すべり排水トンネルにおいて、中性子水分

計を用いたトンネル周辺岩盤の含水比測定および地下水のラドン・トリチウムの放射性同位体濃度の測定等を行い、掘削後の排水トンネル周辺の地下水流動変化を推定すると共に、用いた調査手法の排水トンネル施工効果判定への適用性について考察した。

a 調査地区の概要

a) 地形・地質

調査地は農林水産省直轄地すべり対策事業板倉地区内であり、新潟県新井市から南東約5kmの中頸城郡板倉町の南部山間地帯（東頸城丘陵）に位置している釜塚・段子差地すべりブロックである（Fig.3-3-1）。東頸城丘陵は標高200m～500mの緩傾斜地である。

調査地域周辺には新第三系、第四系が厚く堆積しており、その層厚は5,000m以上に及ぶ。これらの層序は下位より富倉層（上部中新世）、長沢・白岩層（鮮新世）、土路層・猿橋層・小濁層（下部更新世）に区分されている（中村1982）。各層の岩相は主に海成の泥岩、砂岩、礫岩からなり、一部安山岩溶岩、凝灰角礫岩、酸性凝灰岩を挟在する。調査地区には、新潟県標準層序の寺泊層、椎谷層に相当する、泥岩を主体とした富倉層が分布している。これらの地層は構造運動による著しい褶曲・断層作用を受け、隆起後の風化作用により軟弱化して地すべりを発生させる要因となっている（仲野ら1992）。本地区における年間降雨量は2,948mm、積雪深は2～3m、不圧層の地下水位はGL-3～0mである（北陸農政局2001）。

本地区では大規模地すべり地形が釜塚・段子差地す

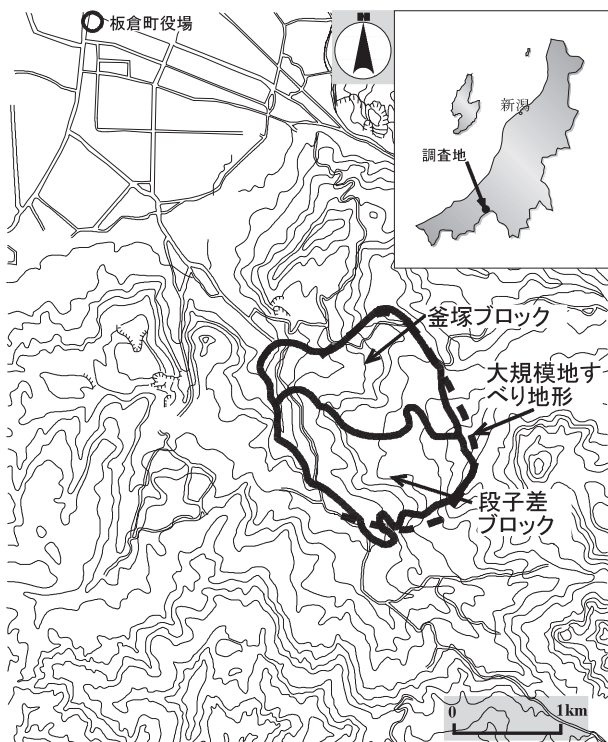


Fig.3-3-1 調査地位置図
Location map of study area

Table 3-3-1 調査地区周辺の地質層序表
Stratigraphic classification of study area

| 地質時代 | 地層名 | 岩相 | |
|------|-----|---------------------|---|
| 第四紀 | 完新世 | 泥・砂・砂礫 | |
| | 更新世 | | 泥・砂・砂礫 |
| | | 小濁層 | シルト岩, 砂岩礫岩 |
| | | 猿橋層 | シルト岩, 砂岩, 礫, 安山岩 |
| 新第三紀 | 土路層 | 上部 | シルト岩, 砂岩 (安山岩質凝灰岩挟有) |
| | | 中部 | 礫岩 (凝灰岩, シルト岩, 砂岩挟有) |
| | | 下部 | 砂岩, シルト岩 |
| | 白岩層 | 塊状青灰色細粒砂岩 | |
| | 長沢層 | 青灰色塊状 泥岩 (一部砂岩泥岩互層) | |
| | 中新世 | 富倉層 | 暗灰色～黒色塊状泥岩 (泥岩優勢砂岩泥岩, 細粒酸性凝灰岩, 黒色ガラス質粗粒安山岩質凝灰岩挟有) |

べりブロックを取り囲むように発達している。この地すべり地形内には、二次・三次ブロックと推定される地すべりブロックが複数見られる（Fig.3-3-2）。対策工の中心となっている地すべりブロックの規模は幅1km, 長さ2km, 最大層厚140m以上で、GPSによって年間3～4cm程度の速度での移動が確認されている（原ら, 2003）。排水トンネルは、大規模地すべり地形内で、境界線に平行するように配置されている。

b) 排水トンネル

当該地すべり地においては、巨大地すべりの原因となっている深層地下水の排除を行うため大規模抑制工として排水トンネルが施工されている（細谷, 1992, 原ら, 2003など）。排水トンネルは1号トンネルから3号トンネルまで3本施工されており、いずれも2006年1月現在、本体掘削及び水抜きボーリングの施工は完了している。

Fig.3-3-2に今回の調査対象である2号トンネル及び3号トンネルの位置を示す。Table 3-3-2に今回の調査対象で

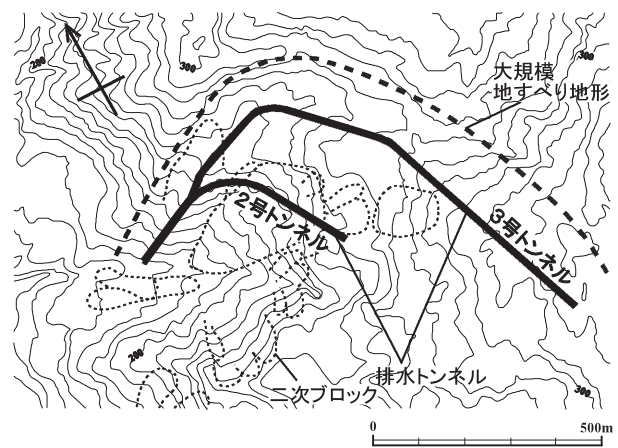


Fig.3-3-2 排水トンネル位置図
Location map of drain tunnels

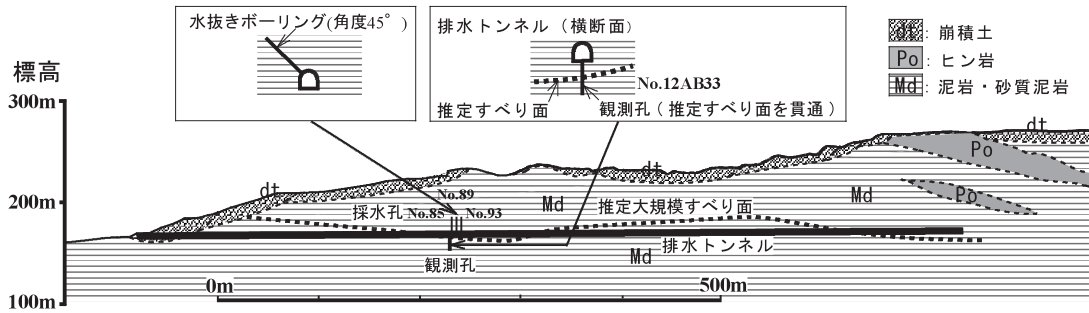


Fig.3-3-3 2号排水トンネル地質断面図
Geological section of drain tunnel

Table 3-3-2 2号排水トンネル施工期間
Construction term of the second drain tunnel

| 工事内容 | 開始 | 終了 |
|----------|-----------|------------|
| トンネル本体掘削 | 1995.9.4 | 1997.10.30 |
| 水抜き工事 | 1998.3.31 | 1998.12.25 |

ある2号排水トンネルの施工期間を示す。トンネルの本体掘削は1995年9月から約2ヶ年間で施工された。水抜きボーリング工はトンネル本体の掘削後、1998年3月から約9ヶ月間で施工された。Fig.3-3-3に2号トンネルに添った地質断面図、Fig.3-3-4にトンネル施工断面図を示す。大規模すべり面は、ボーリング調査と2号トンネル壁面の観察から推定された。すべり面は2号トンネルとほぼ同じ標高をうねるように分布している。排水ボーリングはトンネル内から、45度上向きの角度で施工（一部はトンネル底面から45度下向きの角度で施工）されている。

b) 調査方法

排水トンネル掘削後から定期的中性子水分計によってすべり面付近の地山の含水比を測定すると共に、地下水の滞留時間を調査する目的で地下水中の放射性同位体（ラドンおよびトリチウム）濃度を測定した。

a) 含水比の測定

現地測定に用いた中性子水分計は第2章で述べたソイ

ルアンドロック社製 SRM-1d 型（外径 42.7mm）である。測定にあたっては現地測定の前後に standard box での測定を行い標準値を求め、標準値に対する現地測定値を計数率比として算出し、測定時期の異なるデータの対比に用いた。本調査における測定誤差は相対誤差で ±2 ~ 3% 程度であった。

現地測定は観測孔掘削直後、2ヶ月後、4ヶ月後、5ヶ月後、12ヶ月後、16ヶ月後、19ヶ月後の計6回行った。測定にあたっては孔口から10cm間隔で下方にプローブを移動させ、それぞれの位置での測定時間は10秒間とした。

観測孔は2000年に上越農地保全事業所によって水分検層専用掘削されたNo.12AB33孔で、排水トンネル底面から推定すべり面（トンネル底面からの推定深度約6m）を貫くように鉛直下方にノンコア掘削されている（Fig.3-3-3）。保孔管は無孔塩ビパイプであり、孔口からの水の浸透を防止するため、孔壁と保孔管の間にはモルタルが充填されている。保孔管の口径は水分計のプローブが挿入可能な最小のもの（VP50）とした。

b) 地下水中のラドン濃度の測定

2号排水トンネルにおいて施工された上向きの排水ボーリング孔のうち、地下水の排水量が比較的多く、中性子水分検層を行った12AB33孔の近傍に位置している（Fig.3-3-3）No.85、No.89、No.93の3孔について定期的に採水を行い、地下水中のラドン濃度を測定した。それぞれの排水ボーリングの延長は約40mである。測定は1998年12月10日から2003年12月3日まで5年間、延べ19回行った。

ラドン濃度の測定にはトルエン抽出法を採用した。現地で500mlの試料を採水し、シンチレーター（発光剤）を溶解させたトルエン40mlを加えて攪拌、静置し、分離したトルエン20mlをガラスバイアルに回収する。回収したバイアルは研究室に持ち帰り、液体シンチレーションカウンタ（パッカー社製2250CA）で測定を行った。測定時間は1試料50分で、検出限界は約0.037Bq/lである。今回の調査試料の測定誤差は相対誤差で約3%であった。ラドン濃度の単位はBq/lである。

c) 地下水中のトリチウム濃度の測定

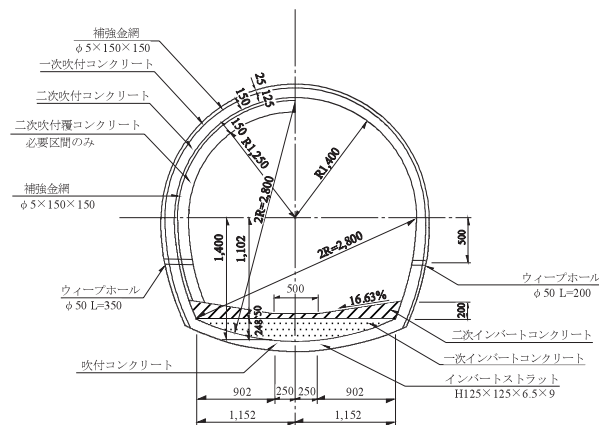


Fig.3-3-4 排水トンネル断面図（単位 mm：北陸農政局 2001）
Section of drain tunnel

ラドン濃度を測定した排水ボーリング孔と同じ No.85, No.89, No.93 の3孔について概ね1年毎に採水を行い、トリチウム分析を行った。

天然の水に含まれるトリチウムは低濃度であるため測定前に電気分解によって試料を濃縮した。そのため、1サンプル当たり約3lの試料を採取し、電気分解によって2,500mlの試料を二段階の濃縮で約10mlまで減容した。その濃縮試料5.4mlをガラスバイアルに移し、シンチレーター14.6mlを加え、前述の液体シンチレーションカウンタで測定した。なお、本論文ではトリチウム濃度の単位にTU(トリチウムユニット)を用いた。TUはトリチウム濃度を表す単位で、水素原子 10^{18} 個中のトリチウム原子の数である。SI単位であるベクレルとの関係は、 $1TU = 0.12Bq/l$ である。

c 調査結果

a) 含水比測定結果

Fig.3-3-5に12AB33孔の含水比経時変化を示す。縦軸はトンネル底面(インバート上面)からの深度、横軸は地山の含水比を示す。

最初に観測を行った2000年8月には深度1.0~2.0mで含水比は25~28%であった。深度2.0~3.0mまで含水比は減少し、深度3m付近で約17%の極小値を取った。3.0m~4.0mまでは一旦25%程度まで増加した後、また減少した。深度4.0~5.3mでは含水比は17~19%の範囲で推移した。深度5.3m以深では含水比は増加し、5.7mで約29%の極大値を示した。それ以降は含水比が急激に減少し深度6.4mで極小値を示した。2ヶ月後の観測では全体的な含水比分布は殆ど同じであったが、深度4.2m以深の含水比分布が若干異なっている。特に5.7m付近の極大値部分が減少している。4ヶ月後の観測では

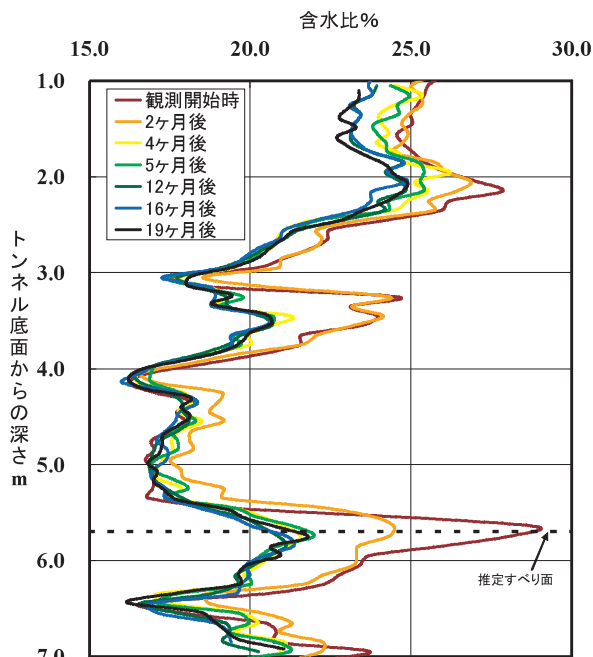


Fig.3-3-5 12AB33における含水比の経時変化
Fluctuation of water contents at 12AB33

含水比が極大値を取っていた深度の殆どで含水比が減少した。12ヶ月後の含水比分布は、観測開始時と比べて全体的に低下しており、3.0~4.0mと5.7m付近の極大値部分は観測開始当初と比べて顕著に減少している。16ヶ月後、19ヶ月後の含水比分布は、12ヶ月後の含水比分布とほぼ同じである。

b) ラドン・トリチウム濃度測定結果

Fig.3-3-6に2号トンネルNo.85, No.89, No.93水抜きボーリング孔における排水中のラドン濃度の経時変化を示す。

No.85孔におけるラドン濃度は1998年12月~2001年1月の期間、約4.5~6.5Bq/lの範囲を推移していたが、それ以降は約3.0~5.0Bq/lの範囲を推移し、5.0Bq/lを越える値は観測されなかった。No.89孔におけるラドン濃度は1998年12月~2001年1月の期間、約3.5~5.0Bq/lの範囲を推移していたが、それ以降は約1.5~4.0Bq/lの範囲を推移し、4.0Bq/lを越える値は観測されなかった。No.93孔におけるラドン濃度は1998年12月~2001年1月の期間、約3.0~4.5Bq/lの範囲を推移していたが、それ以降は約1.5~3.5Bq/lの範囲を推移し、3.5Bq/lを越える値は観測されなかった。いずれもラドン濃度は2Bq/l程度の変動幅を持つが、季節等との関係は特に見いだせなかった。またラドン濃度はいずれの排水ボーリング孔においても全体的に低下傾向にあった。

Table 3-3-3に2号トンネルNo.85, No.89, No.93水抜きボーリング孔における排水中のトリチウム濃度の観測結果を示す。測定値は3.0~6.0TUの範囲内であった。

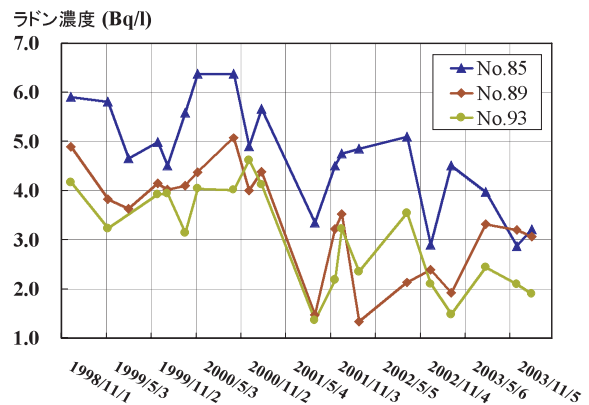


Fig.3-3-6 排水ボーリング孔において採取した地下水のラドン濃度
Fluctuation of ²²²Rn concentration of groundwater in drain borings

Table 3-3-3 排水ボーリングにおいて採取された地下水のトリチウム濃度測定結果
Fluctuation of tritium concentration of groundwater in second drain tunnel

| 孔名 | 年月 | 1998/12 | 1999/5 | 2000/5 | 2001/8 |
|-------|----|---------|--------|--------|--------|
| No.85 | | | 3.5TU | | 5.1TU |
| No.89 | | 3.0TU | | 5.1TU | 6.0TU |
| No.93 | | | 5.5TU | | 5.2TU |

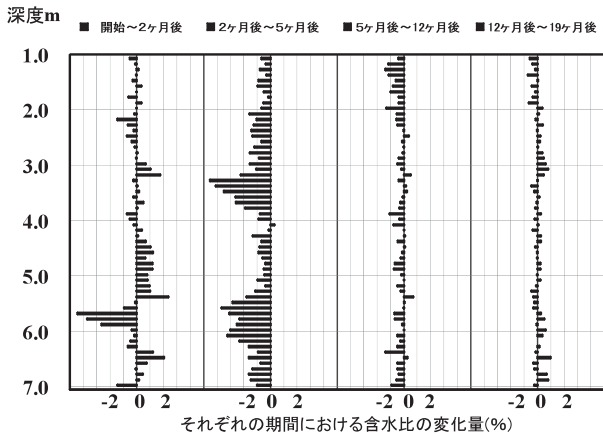


Fig.3-3-7 含水比変化量
Difference of water contents

d 考察

a) 水分検層

今泉 (1996) は第三紀泥岩地すべり地において、仲野ほか (1992) の完全軟化含水比曲線をプロットし、自然含水比が極大値を取り、この曲線を越えている部分が完全軟化強度粘土層 (初生すべり面) の位置になることを示している。既往の調査より 12AB33 孔掘削地点のすべり面は深度 6m 前後と推定されていること、含水比が深度 5.7m で極大値であることから、すべり面は深度 5.7m 付近に存在すると考えられる。

Fig.3-3-7 に観測孔 12AB33 における含水比の観測期間毎の差分を示す。図で中心線より左側の線が含水比の低下量、右側の線が含水比の増加量を示す。観測開始～2ヶ月後の期間では深度 4.2m～5.5m の区間で含水比が増加、深度 5.6～6.4m の区間で含水比が減少している。観測開始 2ヶ月後～5ヶ月後の期間では、ほぼ全区間において含水比が減少している。観測開始 5ヶ月後～12ヶ月後の期間では、ほぼ全区間において含水比が僅かに減少しており、観測開始 12ヶ月後～19ヶ月後の期間では全体的に含水比はほぼ横ばいである。

Fig.3-3-8 に観測孔 12AB33 近傍の排水ボーリング 5 孔からの排水量合計の経時変化を示す。排水量は排水ボーリング掘削直後の 1999 年 1 月の 3.2l/min から 2001 年 1 月 (観測開始 5ヶ月後) まで、2l/min 前後の比較的高いレベルで増減を繰り返し、全体としては減少傾向にある。それ以降は 1.4l/min から 0.8l/min へとほぼ横ばいに近い漸減傾向を示している。排水量が 2l/min 前後の比較的高いレベルであった期間は、すべり面付近で比較的大きい含水比の減少が見られた期間とほぼ一致しており、逆に排水量低下後に横ばい傾向を示している期間は、含水比の変化が少ない期間と一致している。このことは排水トンネル施工直後は排水ボーリングの排水能力に対して間隙水が過剰であるため、排水ボーリングからの排水量は短期間では減少せずに漸減し、その間すべり面付近の含水比も減少を続けるが、一定期間が経過し、過剰

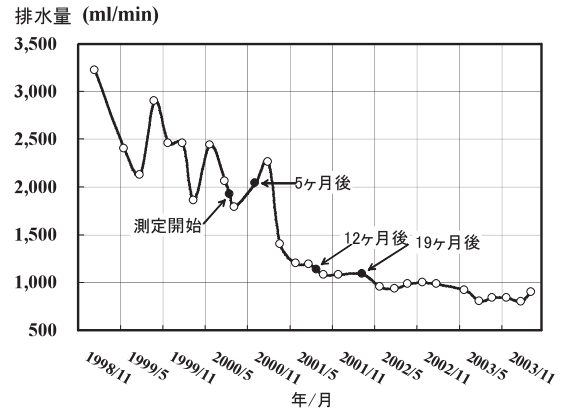


Fig.3-3-8 12AB33 孔近傍の排水ボーリングからの排水量
Fluctuation of the volume of discharged water at drain borings around 12AB33

な間隙水が排出されトンネルからの排水が供給される地下水とつり合って定常状態に達してくると排水量が減少し、すべり面付近の含水比も安定することを示していると考えられる。本手法によって測定されるすべり面付近の含水比の経時変化が、排水トンネルの施工効果の一つの指標に成り得ると言える。

b) ラドン・トリチウム濃度

降水中のトリチウム濃度は 1960 年代に世界各地で行われた水爆実験の影響で高濃度を示していたが、近年ではその影響が少なくなり 10TU 程度で推移している。地上に到達した降水の一部は、地下に浸透し、含まれているトリチウムは半減期 12.3 年の速さで減衰していくことから、ピストン流を仮定することにより地下水の滞留期間を推定することができる (Andersen ら 1974, 今泉ら 2000 など)。Fig.3-3-9 に、東京都および茨城県つくば市における降水のトリチウム濃度の年平均値の経年変化を示す。

1961～1983 年の東京都の値は東京都 (IAEA 1969 ほか)、1978 年以降のつくば市の値は農村工学研究所が分析した濃度である。新潟県においては降水のトリチウム濃度は測定されていないが、高島 (1991) によると日本

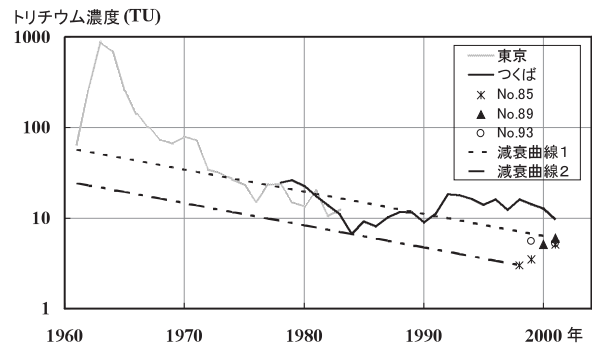


Fig.3-3-9 東京都およびつくば市における降水のトリチウム濃度と排水ボーリングから採取された地下水のトリチウム濃度
Fluctuation of tritium concentration of rain in Tokyo and Tsukuba City and discharged water at drain borings

における雨水の平均トリチウム濃度は緯度に依存している。長岡市とつくば市の緯度差は1.5度程度と小さいので、本試験地における降水のトリチウム濃度が概ねつくば市の値に近いと仮定すると、降水のトリチウム濃度はこの20年程度は10TU前後である。Table 3-3-2に示す水抜きボーリング孔における排水中のトリチウム濃度は3.0～6.0TUであり、その上限値(減衰曲線1)、下限値(減衰曲線2)について半減期12.3年の減衰曲線をFig.3-3-9に示した。減衰曲線が降水のトリチウム濃度と交差する最近の年は1991年である。これより、採取された試料は、少なくとも降雨による浸透後10年以上が経過している地下水であると考えられる。また観測当初にNo.85孔とNo.89孔において3.0～3.5Bq/lという比較的低い値のトリチウム濃度が観測されたことから、排水ボーリング施工当初の排水の一部は化石水であった可能性がある。

水抜きボーリングからの地下水のラドン濃度は漸減傾向にある(Fig.3-3-8)。地下水のラドン濃度は、帯水層のラジウム含有量により数Bq/l～数十Bq/lの帯水層固有の放射平衡濃度を示す。放射平衡に達するまでの期間は約3週間である。帯水層からのラドンの供給が絶たれると、放射性崩壊によりラドン濃度は殆ど0となるので、地表水が比較的短時間で地下水面に到達する場合はラドン濃度が浸透水のトレーサーとなり得る(濱田ら1997)。また、不飽和水のラドン濃度は飽和している状態に比べて低く、ラドン濃度は飽和度と正の相関関係にあるので、地下水のラドン濃度を定期的に測定することによって不飽和浸透流の発生状況を明らかにすることができる(Hamada and Komae, 1996)。ラドン濃度が時間の経過と共に漸減する原因は次の二つの場合がある。

- ①排水トンネル施工によって地下水の流動状況が変化し、濃度の低い地表水(降水を含む)が、放射平衡に達する前に排水ボーリングへ供給された。
- ②トンネル周辺の地下水が排水され、周辺に不飽和の領域が形成され、ガス分圧によってラドン濃度が減少した。

本調査地点近傍(12AB33からの距離約50m)のボーリング調査において、深度5m毎の揚水試験によって求めた透水係数は、深度10～40mの区間で $3.53 \times 10^{-7} \text{m/s}$ ～ $1.06 \times 10^{-8} \text{m/s}$ と小さかった。このことと排水ボーリングの深度が50m以上と深いこと、トリチウム濃度によって推定される地下水の滞留時間が、ラドンの放射平衡期間より遙かに長いことから、ラドン濃度の通減は地表水の混入によるものと考えられるよりは、排水ボーリング周辺地山において不飽和の部分が発生したと考える方が合理的である。

不飽和水中のラドン濃度をCu(Bq/l)、飽和水中のラドン濃度をCs(Bq/l)とすると、その濃度比 $r = \text{Cu}/\text{Cs}$ は次式で定義される(Hamada and Komae 1996)。

$$r = \text{DwSr} / \{\text{DwSr} + \text{Da}(100 - \text{Sr})\} \times (100 / \text{Sr})$$

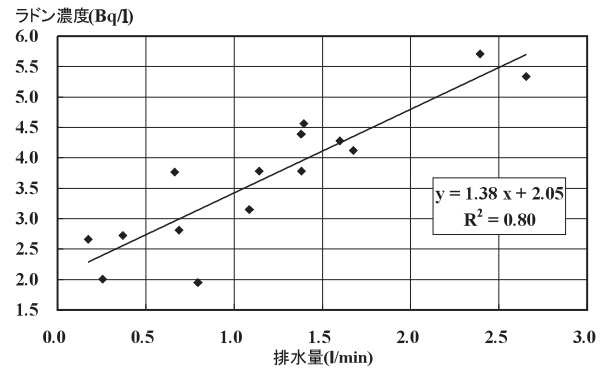


Fig.3-3-10 排水ボーリングからの排水量とラドン濃度との関係
Relationship between the volume of discharged water and ^{222}Rn concentration

$$= 100\text{Dw} / \{\text{DwSr} + \text{Da}(100 - \text{Sr})\} \quad (3-3-1)$$

Dw: 水に対するラドンの分配係数

Da: 空気に対するラドンの分配係数 (Da=1)

Sr: 飽和度 (%)

また、Dwは水温T(°C)によって変化し、

$$\text{Dw} = 9.12 / (17.0 + T) \quad (3-3-2)$$

の近似式が与えられている(野口, 1975)。観測開始当初(1998年12月)のラドン濃度(No.85孔で5.90Bq/l, No.89孔で4.89Bq/l, No.93孔で4.16Bq/l)をCsとし、5年後の同じ時期(2003年12月)のラドン濃度(No.85孔で2.87Bq/l, No.89孔で3.20Bq/l, No.93孔で2.09Bq/l)をCuとし、水温をこの時期の平均的な地下水温13.0度としてそれぞれの飽和度Srを求めると、No.85孔でSr=54%, No.89孔でSr=77%, No.93孔でSr=57%となり、それぞれの孔で程度の差はあるが飽和度が低下している。

Fig.3-3-10に、排水ボーリングからの排水量とラドン濃度の関係を示す。両者の間には正の相関が見られ、直線近似式

$$y = 1.38x + 2.05$$

x: 排水量 (l/min), y: ラドン濃度 (Bq/l)

における相関係数Rは

$$R^2 = 0.80$$

であった。全体的にばらつきはあるが、排水量が小さくなるとラドン濃度も低下する傾向にあり、前記した②と整合的である。

c) 地下水排除工の効果

仲野ら(1992)は新潟県東頸城郡下の寺泊層、椎谷層のボーリングコアで採取した泥岩をすり潰して加水し、

スラリー状にしたものを懸垂型一面せん断試験器に入れて種々の鉛直圧力で正規圧密した後、0.001mm/minの速度で排水せん断を行い、そのピーク強度をとって完全軟化強度とし、その時の含水比と次式の平均有効応力 (p' : kgf/cm²)

$$p' = \frac{(\sigma_1' + 2\sigma_3')f}{3} = \frac{(\sigma_1' - \sigma_3')f}{3} + \sigma_3' \quad (3-3-3)$$

の関係を調べた。以下に仲野ら(1992)、北陸農政局(1993)の結果を概略する。詳細は文献を参照されたい。

本調査地域に分布している寺泊層や椎谷層は2 μ m以下の粘土鉱物を60%以上含んでいる。このような粘土において、土かぶりによる有効鉛直応力 σ_v' は、すべり層(シヤバンド)における平均有効応力 p' と等しく、

$$\sigma_v' = p' \quad (3-3-4)$$

の関係がある。また、完全軟化状態での含水比 ω (%)と、平均有効応力 p' (kgf/cm²)の間には、

$$\omega = A - B \log p' \quad (A, B: \text{定数}) \quad (3-3-5)$$

の関係がある。寺泊層や椎谷層の泥岩では、実験式、

$$\omega = 41.0 \pm 0.5 - 11.31 \cdot \log p' \quad (3-3-6)$$

が得られている。

完全軟化状態では、側方土圧係数を $k_0 = 1$ とし、土の湿潤単位体積重量 γ_t を tf/m³、深度 h を m の単位で表すとき、

$$\sigma_v' = \frac{\gamma_t \cdot h}{10} = p' \quad (3-3-7)$$

である。したがって(3-3-6)式は、

$$\begin{aligned} \omega &= 41.0 \pm 0.5 - 11.31 \cdot \log \frac{(\gamma_t \cdot h)}{10} \\ &= 52.31 \pm 0.5 - 11.31 \cdot \log(\gamma_t \cdot h) \end{aligned} \quad (3-3-8)$$

となる。(3-3-8)式は深度に対する完全軟化含水比曲線(Fc)を示す。本地域の泥岩の γ_t は土質試験より1.9tf/m³程度であるのでこの値を代入し、 h に12AB33地点の土被り64m+推定すべり面深度5.7m=69.7mを代入すると、

$$\omega_{69.7} = 28.31 \pm 0.5$$

となる。**Fig.3-3-11**に推定すべり面深度である5.7m地点の含水比の経時変化と、算出した完全軟化含水比($\omega = 28.31$)を示す。5.7m付近の含水比は、観測開始当初は

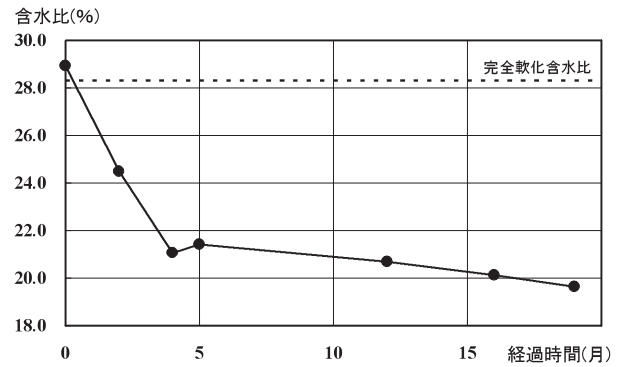


Fig.3-3-11 すべり面に於ける含水比の経時変化
Fluctuation of water contents around sliding surface

完全軟化含水比を僅かに超えており安定性に問題があると考えられたが、排水の効果で2ヶ月後には約2%低下して完全軟化含水比を下回った。含水比は当初の4ヶ月間で約8%減少し、その後は漸減もしくはほぼ横ばいであった。

e まとめ

水分検層結果と放射性同位体測定結果を総合的に解釈すると、以下のとおりである。排水トンネル周辺の地下水は降雨浸透後10年以上経過したもので、地下水の水循環速度は比較的遅い。排水ボーリングの施工当初は、排水可能な地下水の量が排水ボーリングの能力を超えているので、排水量は比較的高いレベルで推移する。この間周辺地山の排水が進むのですべり面の含水比は低下する。トンネル地山周辺の排水が進み、排水量が地下水の供給量と定常状態に達した後は排水量が減少する。その結果として地山に不飽和の部分が発生してラドン濃度が低下する。以上より本調査地点においては排水ボーリングの効果が発現しており、排水ボーリングの排水能力を上回る地下水の供給も見られないことから、排水ボーリングの追加等の必要性は無いといえる。

以上、従来は排水ボーリングからの排水量から推測するしかなかった地下水流動の定常化、すべり面の含水比低減が、中性子水分検層、環境同位体の測定等により明らかにされ、排水トンネルの効果判定に対するこれらの手法の有効性が示された。今後これらの手法が排水トンネルの効果判定に活用されることが期待される。

4 地下ダム流域における第四紀石灰岩層の透水性分布の解明

本研究では、地下ダム事業における取水井戸配置計画の策定に資するため、第四紀石灰岩の透水性の不均質性を明らかにする目的で、沖縄県宮古島に建設された地下ダム流域の石灰岩分布域において、地下水中のトリチウム濃度の測定、石灰岩中の流入粘土含有率の測定、揚水試験等を実施し、流入粘土と透水係数の関係を考察した。

a 調査地区の概要

a) 地形・地質

調査地は沖縄県宮古島市に位置している砂川地下ダムの流域内である。宮古島は、東京から南西約2,000kmに位置しており、年平均気温は23℃、湿度は80%の亜熱帯気候に属する島である (Fig.3-4-1)。年平均降水量は2,200mmと多いが、そのほとんどが梅雨と台風によってもたらされているため、台風の少ない年の降水量は極端に少なくなる。また、島全体に分布する隆起石灰岩は透水性が非常に高いので、川がほとんど無く、降った雨も速やかに地下に浸透する。このため水源は主に海岸部の湧水に頼っているが、利用可能な湧水は殆ど飲料水の水源とされていることから、農業用の水源は皆無で長い間干ばつに悩まされてきた。

地形は平坦な台地状であり、最高標高は113mである。総面積 (約160km²) のおよそ57%は農地として利用されており、農業粗生産額の約45%がさとうきび、23%が葉たばこ、18%が畜産、7%が野菜である (緑資源公団九州支社2001)。

宮古島を含む琉球列島は九州以南から台湾にかけて弧状に分布している。これらの列島の東側には最大水深7,000mを超える琉球海溝が存在し、フィリピン海プレートがユーラシアプレートに沈み込むプレート境界となっている。琉球列島は一般的に隆起傾向にあり、多くの島々で海成段丘が見られる。第四紀以降に堆積した琉球石灰岩と呼ばれる礫性堆積物は、鹿児島県トカラ海峡以南に分布している (堀・茅根, 2000)。

宮古島の地質は下位より鮮新世～更新世の島尻層群、更新世の琉球石灰岩、時代は未詳だが更新世～完新世と推定される大野越粘土層が互いに不整合の関係で分布している。水理地質的な基盤となる島尻層群の層厚は2,000mにおよび、琉球石灰岩と接する最上部は主に青灰色シルト岩より成る。透水係数は $1.0 \times 10^{-7} \text{m/s}$ 以下である。琉球石灰岩は堆積当時の初期空隙がかなり保存されていることに加え、地下水による二次的な空洞の溶食も進んでいるため極めて多様な岩相を示す (森ら1997)。皆福実験地下ダムでの調査結果では、平均透水係数は $3.54 \times 10^{-3} \text{m/s}$ 、有効間隙率 (貯留率) は10%であった (今泉1988)。地下ダムの貯留域における琉球石灰岩の層厚は20～50m程度である。大野越粘土層は風成粘土であり、層厚は0～10m程度である。大野越粘土層

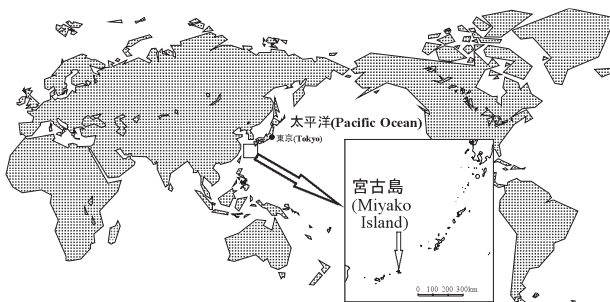


Fig.3-4-1 調査地位置図

Location map of study area

は厚さ0.5～1mのラテライト質の粘質土壌で覆われている。

島の中には北西から南東方向の多くの平行な断層が分布しており、地質構造は西傾斜のケスタ地形である (Fig.3-4-2)。基盤は断層の間でいくつかの地下谷構造を形成しているため、これらの谷に止水壁を建設することによって、容易に地下水の流れを抑えられる。このような宮古島の地質的、水文的条件は、地下ダムの建設に適している (Ishida et al. 2003)。

b) 宮古島における地下ダム事業

農林水産省は、宮古島において農業用地下水源を開発するため、砂川地下ダムと福里地下ダムの2つの地下ダムを主な水源とした国営かんがい事業を1987年に着工した。これらの2つのダムの総容量はおよそ2,000万m³であり、着工当時世界一スケールの大きい地下ダムであった。Table 3-4-1に地下ダムの諸元を示す。止水壁の建設には主に原位置攪拌工法が使用された。原位置攪拌工法は現場で掘削・破碎した岩石をそのままコンクリートの骨材として利用し、連続壁を建設する工法である。貯留された地下水は、147の管井によって揚水され、ファームポンドで一度蓄えられた後、パイプラインを通して島の全域に供給される。事業は2001年に完了し、両ダムとも2006年1月現在満水であり、水の供用が始まっている。

Table 3-4-1 地下ダム諸元

Specifics of the two subsurface dam systems

| ダム名 | 砂川主ダム | 福里主ダム | 福里副ダム1 | 福里副ダム2 |
|-------------------------|-------|--------|--------|--------|
| 堤高(m) | 50 | 27 | 21 | 6 |
| 堤長(m) | 1,677 | 1,790 | 786 | 332 |
| 天端標高(m) | 31.0 | 46.0 | 46.0 | 46.0 |
| 越流余裕高(m) | 13.0 | 5.0 | 41.0 | 26.0 |
| 流域面積(km ²) | 7.2 | 12.4 | | |
| 有効貯水量(千m ³) | 6,800 | 7,600 | | |
| 総貯水量(千m ³) | 9,500 | 10,500 | | |

b 調査方法

本調査地区においては流入粘土の分布状況を推定することが重要である。流入粘土は土壌帯から不飽和帯中を水によって運搬されて鉛直浸透して飽和帯に達すると推定されるが、飽和帯に達した後の挙動は、地表から浸透した水が地下水面に達した後の挙動 (鉛直浸透が卓越するのか水平流動が卓越するのか) に左右されると考えられる。このため、まず宮古島における地下水の流動状況を環境同位体 (トリチウム・ラドン) によって把握し、その後流入粘土の分布状況、透水性との関連を調査した。

a) トリチウム・ラドン濃度調査

本研究の調査地は砂川地下ダム流域であるが、この流域では既に地下ダムの建設が進んでおり、地下水流動は

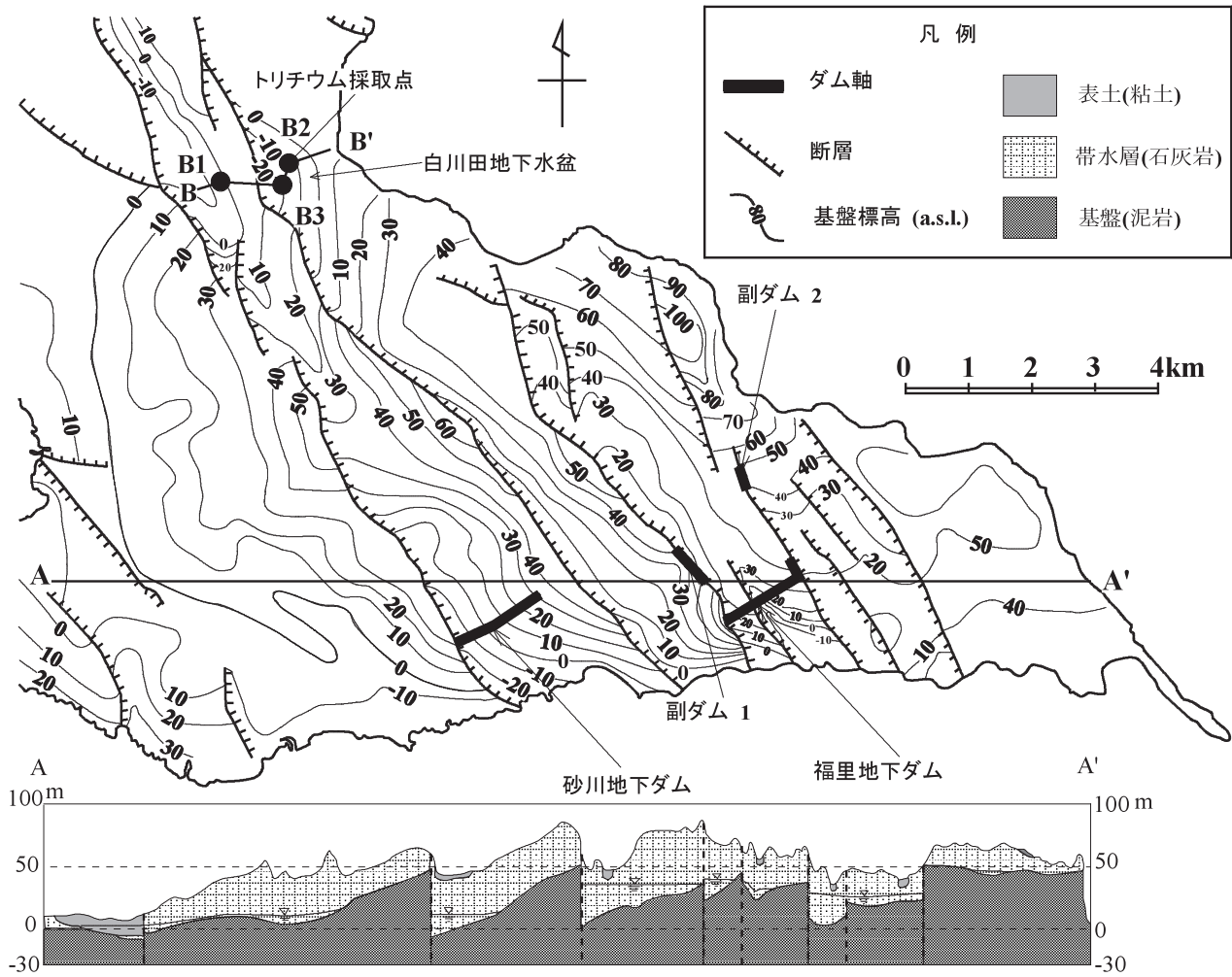


Fig.3-4-2 調査地周辺地質平面図
Geological map around study area

自然状態のものではないと考えられた。自然な条件の下で地下水の流動状況を調査するためには、調査地を地下ダムが建設されていない流域に選ぶことが望ましいので、トリチウム・ラドン濃度を測定するための地下水は、Fig.3-4-2に示す白川田流域の観測孔 B1, B2, および B3 において採取することとした。白川田流域では地下水は西から東に流動しており、流域東端の海岸沿いには湧水群が存在し、宮古島の上水道水源として利用されている。

地下水は、小型の水中モーターポンプを使用して、各観測孔とも地下水面から深度 5m 間隔で 2l 採取した。採取時には水中モーターポンプを設置する深度の上下をエアパッカーによって止水し、深度の異なる地下水が混入しないように注意を払った。

トリチウム測定方法は木村 (1986) の方法で行った。測定誤差は ±10%、検出限界は 1TU である。ラドン濃度の測定には第 2 章で述べたトルエン抽出法を採用した。

b) 流入粘土分布調査

砂川地下ダム貯流域においてそれまでコアボーリングが行われた 105 箇所について、流入粘土含有率を調査した。ボーリングコアは口径 86mm (一部 66mm) の泡式

節水ボーリングで採取された。石灰岩の空隙中へ粘土の流入状況は、限られた時間内に大量のコアを調査する必要から目視によって判定することとし、流入状況を客観的な判断が可能と考えられた Table 3-4-2 に示す 4 種に分類した。

琉球石灰岩の透水性の低下は、流入粘土がどの程度コアの空隙を埋めたら発生するかは未知数である。このため透水係数との比較に用いる流入粘土の浸入状況を定量化するために、次の 2 つの指標を設定した。一つは飽和

Table 3-4-2 流入粘土分類区分
Classification of infiltrated clay cores

| 記号 | 分類基準 |
|-----|----------------------------------|
| A | 粘土のみから成るコア |
| B-1 | 空隙や亀裂またはマトリックスが粘土に完全に充填されているもの |
| B-2 | 空隙や亀裂またはマトリックスに粘土がフィルム状に付着しているもの |
| C | 空隙は亀裂またはマトリックスに粘土を含まないコア、または空洞 |

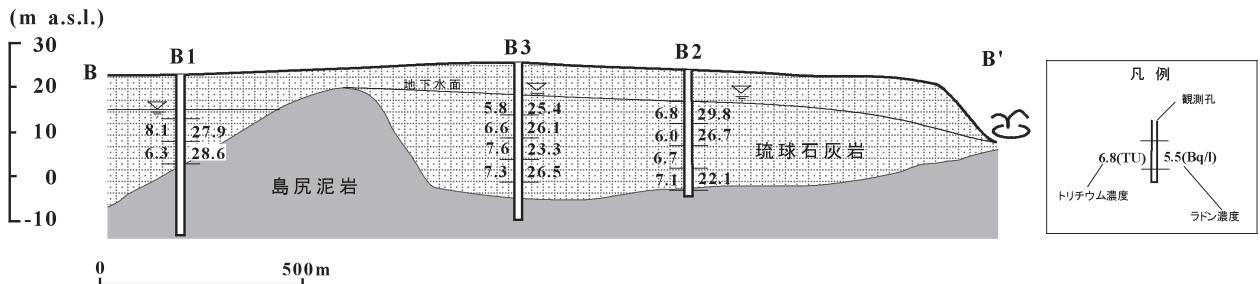


Fig.3-4-3 白川田流域における地下水中のトリチウム・ラドン濃度測定結果

Tritium and radon concentrations in groundwater at Shirakawada basin

帯のコア長に対して流入粘土が含有されているコア長の割合で、これを流入粘土含有率と呼び次式で定義する。

$$\text{流入粘土含有率} = \frac{\text{コア長 A} + \text{コア長 B-1} + \text{コア長 B-2}}{\text{飽和帯の全コア長}} \quad (3-4-1)$$

もう一つは飽和帯のコア長に対して流入粘土が完全にコアを閉塞しているコア長の割合で、これを流入粘土充填率と呼び次式で定義する。

$$\text{流入粘土充填率} = \frac{\text{コア長 A} + \text{コア長 B-1}}{\text{飽和帯の全コア長}} \quad (3-4-2)$$

以上の2通りの指標をボーリング地点毎に求めた。

c) 透水性調査

石灰岩の透水性は地下水観測孔及び試掘井における揚水試験によって求めた。ボーリング孔はコア採取後、口径66mm(一部50mm)の硬質塩化ビニール有孔管で保孔し地下水観測孔として仕上げられている。これらの孔においては口径が小さいため水中モーターポンプを挿入することができない。このため揚水はエアリフトを用いて回復法で透水係数を測定するしかないが、この方法だと揚水量が数十m³/day程度と小さいため、透水性の良好な箇所では水位の回復に要する時間が数秒と非常に小さくなるため、十分な測定精度を確保できない。このため帯水層が厚く、井戸の配置が予定されている領域を中心に仕上げ口径の大きい地下水観測孔(以下簡易揚水試験孔と呼ぶ)、仕上げ口径200~400mmの試掘井を、コアボーリング地点近傍に掘削し、揚水試験を行った。簡易揚水試験孔の口径は、最小の水中モーターポンプ(外径95mm)が挿入できる100mmとした。揚水量は簡易揚水試験孔においては概ね300m³/day、試掘井においては口径に応じて1,200~3,000m³/dayとした。測定した揚水井(揚水孔)の水位変化から、透水係数をTheis・Jacob回復法を用いて算出した。

c) 調査結果

a) トリチウム・ラドン濃度分布

Fig.3-4-3に白川田流域における地下水中のトリチウム及びラドン濃度測定結果を示す。図中左側に表示されている数値がトリチウム濃度(単位TU)、右側に表示

されている数値がラドン濃度(単位Bq/l)である。

トリチウム・ラドン濃度はそれぞれ5.8~8.1TU・12.9~28.6Bq/lの範囲内にあり、B1地点においては深度10.0~15.0mでそれぞれ8.1TU・27.9Bq/l、15.0~20.0mで6.3TU・28.6Bq/lの値を示し、B2地点においては深度5.4~10.4mで6.8TU・29.8Bq/l、10.4~15.4mで6.0TU・26.7Bq/l、15.4~20.4mで6.7TU、20.4~25.4mで7.1TU・22.1Bq/l、B3地点においては深度11.0~14.5mで5.8TU・25.4Bq/l、14.5~19.5mで6.6TU・26.1Bq/l、19.5~24.5mで7.6TU・23.3Bq/l、24.5~29.5mで7.3TU・26.5Bq/lの値を示した。B2地点の深度15.4~20.4mでは採水時のミスによりラドン濃度の測定ができなかった。トリチウム・ラドン濃度の平均はB1地点でそれぞれ7.2TU・28.3Bq/l、B2地点でそれぞれ6.7TU・22.9Bq/l、B3地点でそれぞれ6.8TU・25.3Bq/lであった。

b) 流入粘土分布

Fig.3-4-4に砂川地下ダム貯留域における、流入粘土含有率分布平面図を示す。流入粘土含有率は標高25m以深の平均値である。流入粘土はかなり偏って分布しており、貯水域上流部での含有率が高いが、貯水域下流部(こ

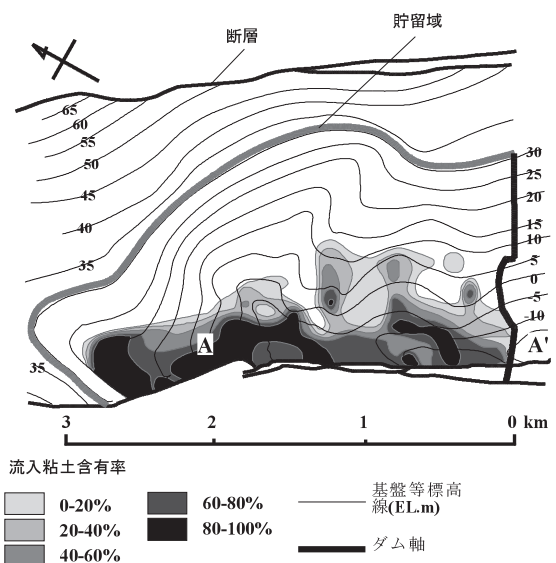


Fig.3-4-4 砂川地下ダム流域における流入粘土含有率分布平面図
Infiltrated clay content distribution plain in the Sunagawa subsurface dam catchment area

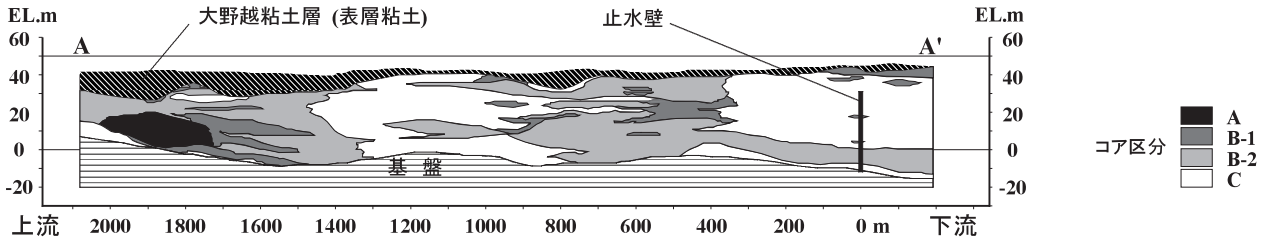


Fig.3-4-5 砂川地下ダム流域におけるコア区分断面図

Infiltrated clay classification cross section from upstream to downstream in the Sunagawa subsurface dam catchment area

こには当初の計画では井戸が配置される予定であった)にも部分的に流入粘土含有率が高い領域がある。また全体的に標高が低い右岸断層沿いで含有率が高い傾向にある。

Fig.3-4-5に砂川地下ダム貯留域における上下流方向のコア区分断面図を示す。ダム軸から上流400m位までは区分cの部分が多く、粘土の流入が少ない領域となっているが、400m～900mまでは区分b-1,b-2のコアが大部分を占め、粘土の流入が多くなっている。900～1400mまでは区分cのコアがまた多くなるが、それより上流の領域では区分b-1,b-2,cが主体となり、粘土の流入が流域内で最も多くなる。

c) 透水性分布

Table 3-4-3に揚水試験によって得られた透水係数と井戸諸元一覧を示す。透水係数は $2.43 \times 10^{-2} \text{m/s} \sim 1.13 \times 10^{-6} \text{m/s}$ まで、4オーダーの範囲でばらついた。揚水量は径100mmの試験孔においては $300 \text{m}^3/\text{day}$ 、径400mmの試験井においては $3,000 \text{m}^3/\text{day}$ を標準としたが、試験井の中には水位降下が大きく $100 \text{m}^3/\text{day}$ 程度しか揚水できないものが幾つか存在した。

Table 3-4-3 揚水試験結果
Results of pumping tests

| ボーリングNo. | 仕上径 (mm) | 掘削深度 (m) | 層厚 | | | 揚水量 (m^3/day) | 透水係数 (m/sec) |
|----------|-------------|-------------|-----------|------------|-----------|------------------------------------|-----------------------------------|
| | | | 粘土 (m) | 石灰岩 (m) | 泥岩 (m) | | |
| 93-S-1 | 100 | 59.50 | 3.00 | 54.20 | 2.30 | 305 | 9.70E-04 |
| 93-S-2 | 100 | 58.50 | 3.50 | 52.50 | 2.50 | 354 | 1.27E-03 |
| 93-S-3 | 100 | 56.00 | 3.00 | 50.00 | 3.00 | 449 | 1.43E-03 |
| 93-S-4 | 100 | 50.50 | 2.00 | 46.00 | 2.50 | 441 | 6.26E-03 |
| 93-S-5 | 100 | 47.40 | 2.00 | 43.20 | 2.20 | 315 | 8.80E-03 |
| 93-S-7 | 100 | 45.50 | 6.00 | 37.00 | 2.50 | 151 | 3.55E-05 |
| 93-S-8 | 100 | 44.00 | 11.40 | 29.80 | 2.80 | 310 | 7.04E-03 |
| 93-S-9 | 100 | 40.50 | 6.80 | 30.80 | 2.90 | 344 | 1.47E-03 |
| 93-S-10 | 100 | 46.30 | 4.00 | 39.60 | 2.70 | 223 | 9.70E-05 |
| 93-S-37 | 100 | 52.30 | 4.60 | 46.70 | 1.00 | 413 | 4.33E-03 |
| 93-S-39 | 100 | 45.80 | 0.80 | 44.00 | 1.00 | 402 | 6.70E-03 |
| 93-S-50 | 100 | 48.50 | 3.40 | 44.10 | 1.00 | 275 | 7.24E-05 |
| 91-SW-2 | 400 | 42.41 | 2.14 | 48.27 | 2.00 | 3000 | 2.43E-02 |
| 91-SW-3 | 400 | 51.00 | 1.77 | 47.23 | 2.00 | 3000 | 1.15E-02 |
| 91-SW-4 | 400 | 48.75 | 1.45 | 45.30 | 2.00 | 3000 | 1.38E-02 |
| 91-SW-5 | 400 | 46.62 | 3.32 | 41.30 | 2.00 | 3000 | 5.07E-03 |
| 91-SW-7 | 400 | 59.00 | 2.10 | 54.90 | 2.00 | 3000 | 3.21E-03 |
| 91-SW-8 | 400 | 56.70 | 2.99 | 51.71 | 2.00 | 3000 | 3.05E-03 |
| 91-SW-9 | 400 | 47.50 | 2.55 | 42.95 | 2.00 | 3000 | 1.94E-02 |
| 91-SW-10 | 400 | 50.54 | 7.84 | 40.70 | 2.00 | 500 | 5.75E-06 |
| 91-SW-11 | 400 | 47.58 | 7.08 | 38.50 | 2.00 | 100 | 1.29E-06 |
| 91-SW-12 | 400 | 44.29 | 11.40 | 30.89 | 2.00 | 130 | 1.13E-06 |
| 92-SW-1 | 400 | 60.56 | 1.66 | 55.90 | 3.00 | 2500 | 5.55E-04 |
| 92-SW-11 | 400 | 44.86 | 7.16 | 34.70 | 3.00 | 3500 | 7.04E-03 |
| 92-SW-14 | 400 | 45.33 | 10.03 | 32.30 | 3.00 | 3500 | 7.56E-03 |
| 92-SW-15 | 400 | 41.70 | 3.80 | 34.90 | 3.00 | 1200 | 1.07E-03 |

d 考察

a) トリチウム・ラドン濃度分布より推定された自然状態の地下水流動について

地下水の滞留期間(かん養後の期間)は、雨水(ソース)のトリチウム濃度と地下水中のトリチウム濃度が明らかであれば、理論的に計算することができる。地下水の滞留期間 t は次式で表される。

$$t = \frac{t_{1/2}}{\ln 2} \ln (A_0/A_{\text{obs}}) \tag{3-4-3}$$

ここで $t_{1/2}$ はトリチウムの半減期(12.26年)、 A_0 は雨水のトリチウム濃度、そして、 A_{obs} はサンプルの測定値である。3で述べたとおり高島(1991)によると日本における雨水の平均トリチウム濃度は緯度に依存している。沖縄における雨水のトリチウム濃度の経年変化は測定されていないので、高島(1991)による福岡の雨水の測定データを参考にすると、近年は概ね 1Bq/l ($=8.3 \text{TU}$)前後で推移している。式3-4-3で A_0 に 8.3TU 、 A_{obs} にB2、B3地点の平均値(6.7TU 、 6.8TU)をそれぞれ代入し、B2、B3地点の地下水かん養期間 t_{B2} 、 t_{B3} を求めると、

$$t_{B2} = 4.0 \text{y} \quad , \quad t_{B3} = 3.5 \text{y}$$

となり、B3地点でかん養後平均3.5年、B2地点でかん養後平均4.0年が経過した地下水であることが分かる。

一方、Fig.3-4-3より白川田水源流域内の地下水中のトリチウム・ラドン濃度は深度に依らずほぼ一定である。Toth(1963)は地下水流動系の観点から、地下水のかん養域においては地下水ポテンシャルが深度を増すにつれて減少し、流れが下向きであること、流出域においては地下水ポテンシャルが深度を増すにつれて増加し、流れが上向きであることを示している。かん養域と流出域の間の領域は等ポテンシャル線が垂直な状態で、側方流動の領域と呼ばれる。トリチウム濃度分布をこれに当てはめると、かん養域では深度が増すにつれてトリチウム濃度が減少し、流出域では深度が増すにつれてトリチウム濃度が増加すると考えられる。Fig.3-4-3におけるB2とB3のトリチウム濃度の変化パターンは、これらの地点が側方流動の領域であることを示すと共に、地下水面まで浸透した雨水が速やかに帯水層下部まで浸透して混合

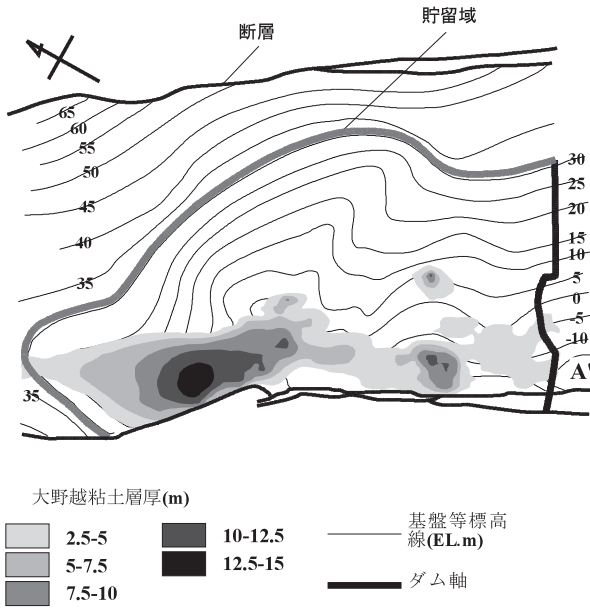


Fig.3-4-6 砂川地下ダム流域における大野越粘土層等厚線図
Isopachous map of the Ohnokoshi clay

していることを示している。

b) 流入粘土分布と透水性の関係について

Fig.3-4-6 に、地表に分布する粘土層の等厚線図を示す。Fig.3-4-4 と比較すると、流入粘土含有率が高い領域は、地表の粘土層が厚い領域と一致している。このことから流入粘土は主に地表からの垂直的な移動経路によって、帯水層の空隙を充填してきたと考えられ、トリチウム濃度分布から推定した地下水の浸透状況（鉛直浸透の卓越）と整合的である。また Fig.3-4-4、3-4-5 を比較すると流入粘土の分布は、水平方向の偏在が鉛直方向の偏在に比べて卓越している。以上より、流入粘土分布は鉛直方向に対してはそれほど偏在していないことから、透水係数との対比は各地点における飽和帯の平均的な含有率（または充填率）を用いることで問題はないと判断される。

Fig.3-4-7 に、砂川地下ダム貯留域のそれぞれの調査地点における流入粘土含有率と、揚水試験の結果得られ

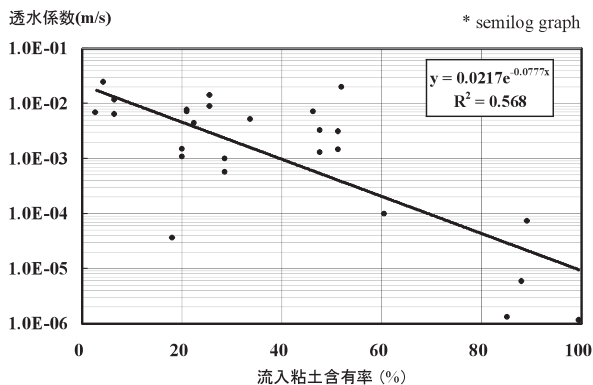


Fig.3-4-7 砂川地下ダム流域における流入粘土含有率と透水係数との関係

Relation between the infiltrated clay filling and the hydraulic conductivity in Sunagawa subsurface dam catchment area

た透水係数との関係を示す。両者は負の相関を持ち、相関係数は $R=0.75$ ($R^2=0.57$) である。

Fig.3-4-8 に、砂川地下ダム貯留域のそれぞれの調査地点における流入充填含有率と、揚水試験の結果得られた透水係数との関係を示す。両者は負の相関を持ち、相関係数は $R=0.67$ ($R^2=0.45$) である。流入粘土含有率、充填率とも透水係数との相関が認められたが、流入粘土含有率の方が相関係数が高い。これは流入粘土を充填率として算出すると、本地区の場合 0～20% の領域に値が集中してしまうことによる。このため、流入粘土含有率を比較の指標として用いることとした。

Fig.3-4-7 における流入粘土含有率と透水係数の関係式は以下のとおりである。

$$k=0.0217e^{0.0777i} \tag{3-4-4}$$

ここで k は透水係数 (m/s)、 i は流入粘土含有率 (%) である。

以上、流入粘土含有率分布より帯水層の透水性が推定出来ることが明らかになったが、前述したとおり流入粘土含有率が高い領域は、地表の粘土層が厚い領域と一致している (Fig.3-4-6)。地表の粘土層厚の調査はノンコアボーリングでも可能であり、コア採取と鑑定を必要とする流入粘土含有率の調査と比べて遙かに簡便なので、粘土層厚によって透水性が推定できればより効率的な調査が可能である。このため粘土層厚と流入粘土含有率、透水係数との関係を検討した。

Fig.3-4-9 に砂川地下ダム流域における大野越粘土層厚と流入粘土充填率との関係を示す。大野越粘土層厚は 0.5～15.4m の範囲内にあり、全体的にばらつきが大きいものの大野越粘土層厚が大きくなるにつれて、流入粘土含有率が上昇する傾向が伺える。両者の相関係数は $R=0.58$ ($R^2=0.34$) であった。

Fig.3-4-10 に砂川地下ダム流域における大野越粘土層厚と透水係数との関係を示す。流入粘土含有率との関係

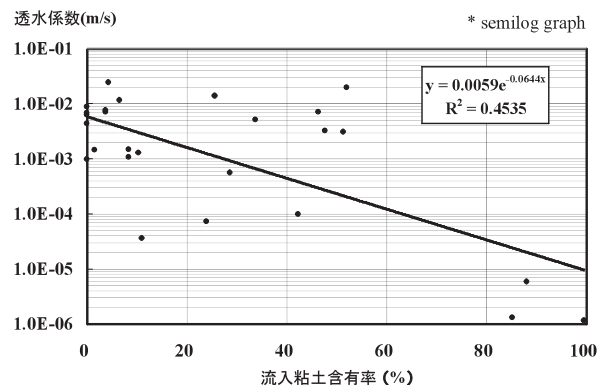


Fig.3-4-8 砂川地下ダム流域における流入粘土充填率と透水係数との関係

Relation between the infiltrated clay filling and the hydraulic conductivity in Sunagawa subsurface dam catchment area

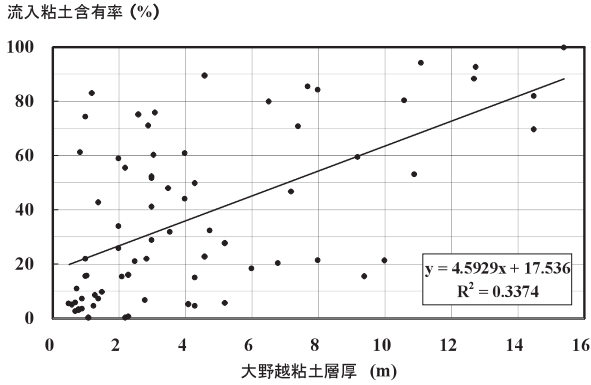


Fig.3-4-9 砂川地下ダム流域における大野越粘土層厚と流入粘土含有率との関係

Relation between thickness of Oonokoshi clay and the infiltrated clay content in Sunagawa subsurface dam catchment area

同様全体的にばらつきが大きいものの、大野越粘土層厚が大きくなるにつれて、透水係数が低下する傾向が伺える。両者の相関係数は $R=0.46$ ($R^2=0.22$) であった。また、大野越粘土層厚が大きくなるにつれて回帰式からの乖離(ばらつき)も大きくなる傾向がある。大野越粘土層厚が6m未満の領域での大野越粘土層厚と透水係数との相関係数は $R=0.50$ ($R^2=0.25$) であるのに対して、6m以上の領域での大野越粘土層厚と透水係数との相関係数は $R=0.11$ ($R^2=0.01$) と非常に小さい。このことは大野越粘土層厚が小さい場合は透水性が比較的良好であると推定できるが、大野越粘土層厚が大きい場合は透水性が場所によって大きく異なるので、更に調査が必要となることを意味している。

これらの結果を受け、本研究で作成した流入粘土含有率分布平面図を3-4-4式に従って透水係数分布図に変換し、透水性の良好な領域に取水井戸を配置することとし、大野越粘土層が厚く分布している領域では試験井戸を掘削して簡易揚水試験を行い、透水性を確認することとした。この方針により取水井戸を掘削した結果、全ての井戸で $2,000\text{m}^3/\text{day}$ 以上の揚水量を確保することができた。

e まとめ

本地区で行った地下水中の放射性同位体測定、流入粘土分布調査、揚水試験等により、流入粘土含有率と透水係数との関係を明らかにすることができた。しかし他の琉球石灰岩地域を対象とする場合は、表層の粘土層の分布状況、石灰岩中の空隙の発達状況、石灰岩中の粘土の流入状況等によって、必ずしも今回定義した流入粘土含有率が透水係数と高い相関を持つとは限らず、地域の地下水流動特性等を考慮して調査方法を構築していく必要がある。

5 白亜紀花崗岩の風化度判定と元素濃度

本研究では岩盤の風化度判定、広域的な元素濃度マッピングを放射能探査で迅速かつ経済的に行うために、岩

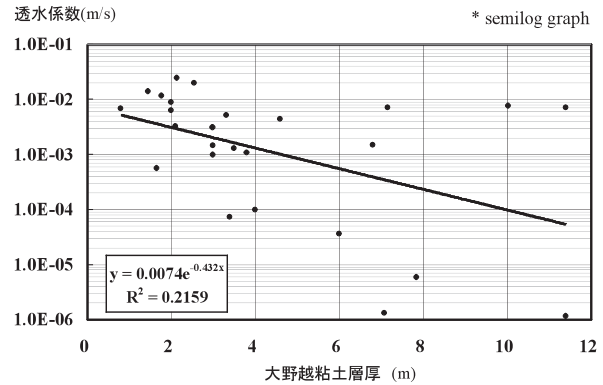


Fig.3-4-10 砂川地下ダム流域における大野越粘土層厚と透水係数との関係

Relation between thickness of Oonokoshi clay and the hydraulic conductivity in Sunagawa subsurface dam catchment area

手県北上山地南部の花崗岩分布地域において放射能探査および風化度調査を行い、岩盤から放出される γ 線強度と、風化度を表す他の指標との関係を明らかにした。また、福島県阿武隈山地南部の花崗岩分布地域において放射能探査を行い、岩盤から放出される γ 線強度と、既往の地球化学図を比較し、 γ 線スペクトロメトリを用いた放射能探査法の新たな地球化学的応用手法について検討した。

a 調査地区の概要

Fig.3-5-1 に調査地周辺の地質平面図を示す。調査地域

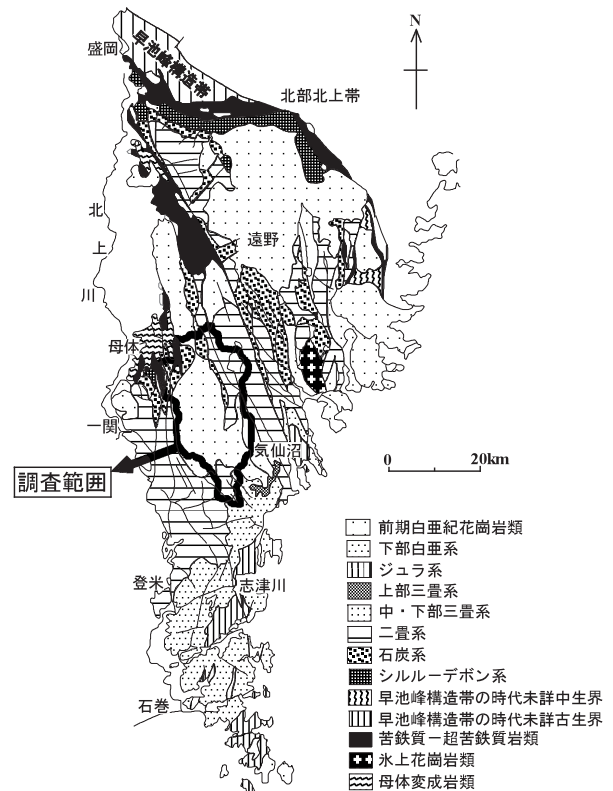


Fig.3-5-1 調査地周辺地質平面図

Geological map around study area



Fig.3-5-2 露頭状況
Outcrop in study area

は北上山地の南端部にあたる岩手県千厩町ほかに位置している。花崗岩類分布域は開析の進んだ緩傾斜の丘陵地となっており、谷に沿って沖積層が埋積して細長い平地を形成している。丘陵地をなす花崗岩は全体的に風化が進んでおり、風化帯中に地下水を賦存している。谷底平野は主に水田として、傾斜地の丘陵地は点在する畑地として利用されており、中生界からなる地区外の急峻な山地と比べ農地としての利用率が高い。地区内には小河川しかなく、また地下水は生活用水として伏流水が使われている程度の利用状況である。

地質は白亜紀の花崗岩（千厩岩体）が主体となっており、周囲は古生代～中生代にかけて堆積した日本で最も古い年代の地層群で、花崗岩体はこれに貫入している（竹内・御子柴，2003）。調査地の表層地質は千厩岩体のトータル岩、折壁複合深成岩体の石英モンゾ閃緑岩、花崗岩、後期二畳紀の泥岩に大別されるが、今回調査対象とした地区は、主に石英モンゾ閃緑岩の分布域に位置している。

b 調査方法

調査地区内の表層露頭 31 箇所を選定し、それぞれの地点でγ線スペクトロメトリによる放射能探査、風化度調査等を行い、花崗岩分布域における岩盤の風化状況と放射性核種の分布との関係について検討を行った（調査範囲約 1.5km²）。露頭の状況はほぼ新鮮な状態から、風化によってマサ化したものまで様々である。またマサ化した露頭においては、直径数十 cm～1m の球状の風化残留核（岩級区分では C₁ 級以上）が点在する箇所が全体の半数近くあった（Fig.3-5-2）。

風化度調査では山中式土壤硬度計による土壤硬度、シュミットロックハンマーによる反発度を測定すると共に、100cc サンプラーによる試料採取を行った（露頭の硬度により試料を採取できない箇所あり）。採取した試料は研究室に持ち帰り、乾燥・湿潤密度の測定等を行った。土壤硬度、シュミットロックハンマーによる反発度は各露頭でそれぞれ 10 回測定を行い、平均値を取った。

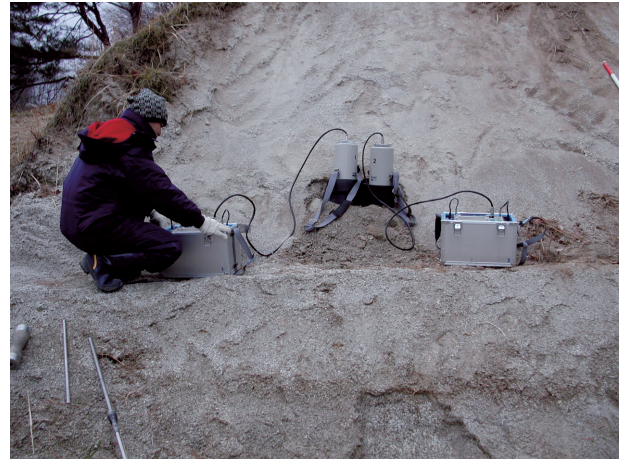


Fig.3-5-3 ハンドボーン携帯用γ線分析装置
Hand-borne type gamma-ray radioactive prospecting devices

放射能探査ではクリアパルス株式会社製 8675 型ハンドボーン携帯用γ線分析装置を使用した。本機は 1024ch 波高分析器と分解能 7% 以下の NaI 検出器を用いている。測定では露頭表面を削りし直径 30cm 程度の平面を作って底面とし、背面は露頭の鉛直面とした階段状の形状に整形した。その上に検出器を置いて測定時間 15 分で天然放射性核種（⁴⁰K, ²¹⁴Bi, ²⁰⁸Tl）から放出されるγ線の計数率を測定した（Fig.3-5-3）。測定された計数率は、コンプトン連続部と光電効果のピーク部の合計された計数率である。必要とする計数率は光電効果部分のピーク面積であるので、得られた値を補正する必要がある。今回の調査では各々のピーク領域からベースライン領域を除いて正味計数率とした（Fig.3-5-4）。

今回計測対象としている 1.46～2.62MeV の範囲のγ線は、岩石や表土により減衰させられる。2.7g/cm³ の密度の岩石からの全γ線のほぼ 90% は、表層の 15～22.5cm 以浅から放出されたものである。同様に 1.5g/cm³ の乾燥した表土では、放射線の 90% は、表層から 30～45cm 以浅から放出されたものである。このように放射

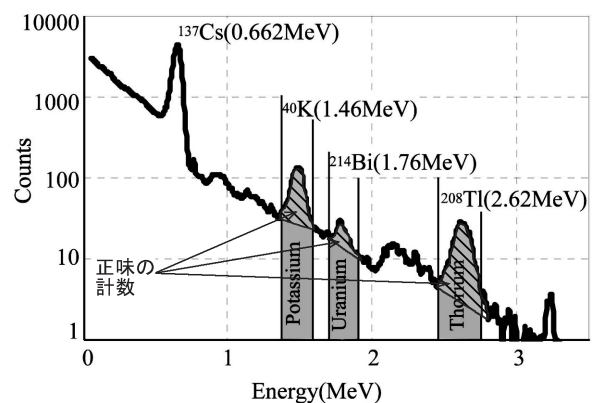


Fig.3-5-4 カリウム (⁴⁰K)、ウラン（娘核種の ²¹⁴Bi）、トリウム（娘核種の ²⁰⁸Tl）のγ線スペクトル

Gamma-ray spectra of potassium(⁴⁰K), uranium(²¹⁴Bi) and thorium(²⁰⁸Tl)

Table 3-5-1 調査結果
Result of investigation

| 岩 級 | D _L | D _H | C _L | C _M | C _H |
|--------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 土壤硬度 | 27mm > | ≧ 27mm | ≧ 33mm | nd | nd |
| S.R.ハンマー | nd | 15 > | ≧ 15 | ≧ 21 | ≧ 31 |
| 乾燥密度 | 1.2~1.7 | 1.5~1.8 | nd | nd | nd |
| ⁴⁰ K/ ²⁰⁸ Tl | 5.0~6.7 | 7.3~9.2 | 7.6~8.1 | 8.2 | 8.0~10.4 |
| ²¹⁴ Bi/ ²⁰⁸ Tl | 0.1~0.2 | 0.1~0.4 | 0.2 | 0.3 | 0.3~0.4 |
| 露頭数 | 5 | 17 | 3 | 1 | 5 |

能測定は、相対的に薄い表層に含まれる放射性原子にのみ応答しているため、表層地質の情報を示していると考えられる (Darnly, 1972)。

c 調査結果

山中式土壤硬度計による測定では、土壤硬度 (貫入量) は 18.5 ~ 31.1mm の範囲内にあった。また比較的風化の進んでいない堅牢な岩石が露出している箇所ではコーンの貫入量が小さく、測定値を取れなかった。シュミットロックハンマーによる反発度測定ではマサ化している露頭のほとんどで反発度が弱く測定値が取れず、測定対象のほとんどは花崗岩類岩体であったが、マサ化していても 30 以上の土壤硬度を持つ露頭では 10 ~ 20 程度の反発度が得られた。これらの調査結果に対して東北農政局高柴調整池で用いられた岩級区分 (森ら, 2001) を適用し、土壤硬度 27mm 未満を D_L 級、27mm 以上 33mm 未満を D_H 級、シュミットロックハンマーの反発度 15 以上を C_L 級、21 以上を C_M 級、31 以上を C_H 級に分類した。Table 3-5-1 に岩級区分に対応する露頭数と、これに対応する乾燥密度を示す。乾燥密度は D_L 級で 1.2 ~ 1.7、D_H 級で 1.5 ~ 1.8 であった。

露頭における放射能探査では、それぞれの元素の計数率は検層器と露頭の位置関係によって変化するので、元素移動の指標とする ⁴⁰K、²¹⁴Bi の計数率を、これらと比べて移動しにくい元素である ²⁰⁸Tl の計数率で除した計数率比を取り、風化度調査結果との比較に用いた。⁴⁰K/²⁰⁸Tl 線計数率比は 5.0 ~ 11.5 の範囲内にあり、このうち 10 を越えるもののほとんどはマサ化していない

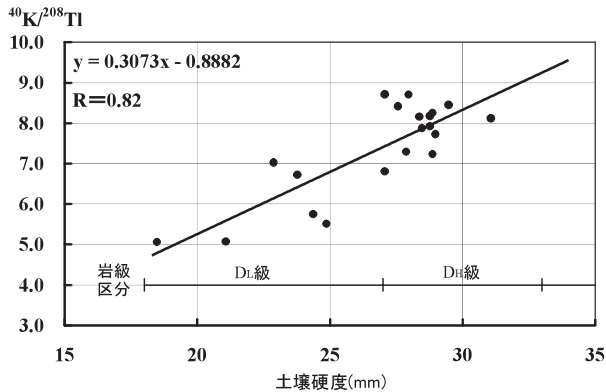


Fig.3-5-5 土壤硬度と ⁴⁰K/²⁰⁸Tl 計数率比

Relationship between the ⁴⁰K/²⁰⁸Tl rate and the hardness index

Table 3-5-2 放射能探査結果比較
Comparison of gamma ray count ratio

| 露頭名 | ⁴⁰ K/ ²⁰⁸ Tl γ 線計数率比 | | ²¹⁴ Bi/ ²⁰⁸ Tl γ 線計数率比 | |
|-----|--|-------|--|-------|
| | 残留核 | マサ | 残留核 | マサ |
| A | 8.068 | 7.842 | 0.344 | 0.131 |
| B | 8.663 | 7.276 | 0.405 | 0.097 |
| C | 8.822 | 5.737 | 0.365 | 0.131 |

花崗岩岩体 (岩級区分では C_L 級以上) での測定結果であった。また、²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl 線計数率比は 5.0 ~ 11.5 の範囲内にあった。それぞれの岩級区分に対応する計数率比を Table 3-5-1 に示す。

選定した箇所中、直径 1m 程度の風化残留核が露頭していて、同一露頭でマサと風化残留核の双方を放射能探査によって測定することのできる箇所が 3 箇所あった。それぞれの測定結果を Table 3-5-2 に示す。

d 考察

Table 3-5-2 より、風化残留核とマサを比較した全ての露頭において、⁴⁰K/²⁰⁸Tl 線計数率比、²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl 線計数率比ともマサで減少している。このことは、風化が進むにつれて K、U の溶脱が進み、これらの元素の割合が減少していることを示している。

Fig.3-5-5 に今回調査した露頭の土壤硬度と ⁴⁰K/²⁰⁸Tl 線計数率比との関係を示す (岩級区分としては D 級に属する)。⁴⁰K/²⁰⁸Tl 線計数率比は土壤硬度が小さくなるにつれて低下し、両者には正の相関が認められる。回帰式の相関係数は 0.82 であった。この結果より風化の進行による土壤硬度の減少の指標として、⁴⁰K/²⁰⁸Tl 線計数率比を用いることが可能であると考えられる。

Fig.3-5-6 にシュミットロックハンマー反発値と ⁴⁰K/²⁰⁸Tl 線計数率比との関係を示す。サンプル数が 11 と少なく、かつ値にばらつきがあるものの、岩級区分が C_H 級から C_L 級 (シュミットロックハンマー反発値が 15 以上) の範囲においては、シュミットロックハンマー反発値の減少に対して ⁴⁰K/²⁰⁸Tl 線計数率比はほぼ横ばい、僅かに減少する程度である。回帰式の相関係数は

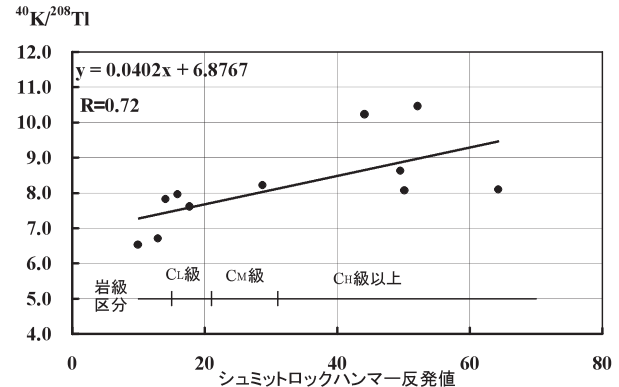


Fig.3-5-6 シュミットロックハンマー反発値と ⁴⁰K/²⁰⁸Tl 計数率比

Relationship between the ⁴⁰K/²⁰⁸Tl rate and Schmidt hammer test

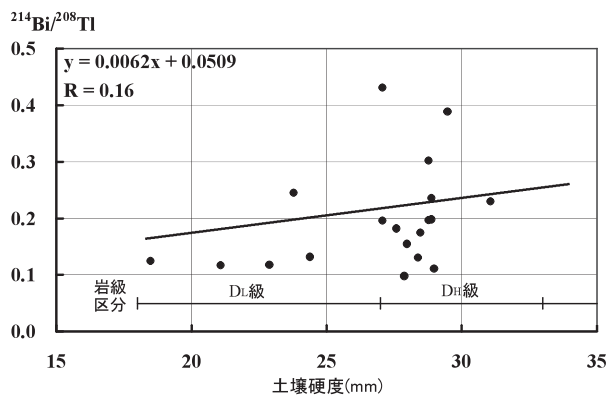


Fig.3-5-7 土壤硬度と $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比

Relationship between the $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ rate and the hardness index

0.72 と D 級岩盤を対象とした場合と比べて小さかった。この結果は C 級岩盤については風化の進行に伴う K の溶脱量が D 級岩盤程大きくないことを示している。

Fig.3-5-7 に土壤硬度と $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比との関係を示す (岩級区分としては D 級に属する)。全体的には土壤硬度が小さくなるにつれて $^{40}\text{K}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比が低下する傾向にあるが、値のばらつきが大きく、直線近似式の相関係数は 0.16 と小さかった。

Fig.3-5-8 にシュミットロックハンマー反発値と $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比との関係を示す。岩級区分が C_H 級から C_L 級の範囲において、シュミットロックハンマー反発値の減少と $^{40}\text{K}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比の低下は整合的であり、両者には正の相関が認められる。回帰式の相関係数は 0.85 であり、D 級岩盤を対象とした場合と比べて大きかった。

これらの結果は、岩級区分が C 級の範囲においては $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比が $^{40}\text{K}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比より風化度の指標として適していることを示している。また、この違いは風化過程における K と U の挙動の相違を示していると考えられる。K は比較的風化に強い鉱物である正長石に主に含まれている元素であり、風化の末期 (岩級区分が D 級に至る時期) まで花崗岩中に残存しているので D 級岩盤の風化度の指標になる。U は正長石より風化の影響を受けやすい黒雲母に主に含まれるため (Tieh et al., 1980)、黒雲母が風化を受ける C 級岩盤の風化過程において溶脱し、風化度の指標となると考えられる。Pliler and Adams (1962) は花崗岩類から溶脱した U および Th が残留堆積物や二次残留堆積物に集積することを明らかにしている。Fig.3-5-7 に示される通り、岩級が D 級に区分され $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比が高い露頭が何箇所もあり、このような箇所では溶脱した U や Th が部分的に集積して $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比を変化させている可能性がある。

以上より放射能探査による $^{40}\text{K}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比と $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比はそれぞれ花崗岩の風化度と相関を持ち、放射能探査による風化度調査が可能であるこ

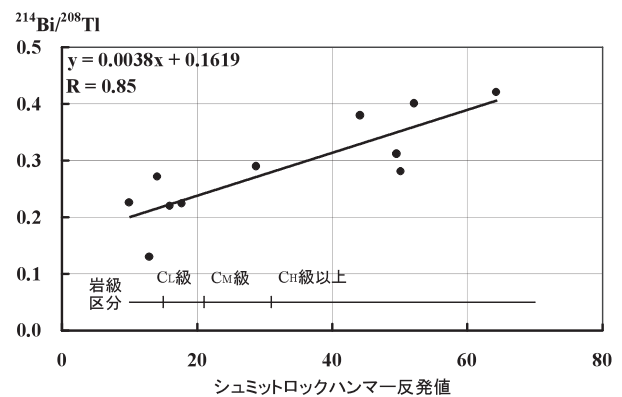


Fig.3-5-8 シュミットロックハンマー反発値と $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比

Relationship between the $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ rate and Schmidt hammer test

とを示した。本手法で留意すべき点は、同じ花崗岩体の中でも U、Th はマグマの残液中に濃集することから、その含有率が岩体の部分により変化することである。また、岩体形成時における K の挙動も U、Th と異なる。このため調査にあたっては、地質や元々の K、U、Th の元素比が同じ地域を調査範囲に設定する必要があると考えられる。

e 広域的な元素濃度分布調査

a) 元素濃度マッピングについて

前節で述べたとおり、風化度と地盤から放出される環境放射線との間に一定の相関が存在することが明らかになったが、放射能探査法は本来測定対象物の化学性 (放射性元素の含有量) を測定する手法であり、調査結果は前節で用いた手法により環境放射線を測定することによって、岩盤に含有される元素 (U、Th、K) についての地盤の化学的不均質性—言い換えれば地盤の元素濃度分布を明らかにすることができる可能性を示している。環境中の元素の濃度分布については、地球化学図として近年国土の全てをカバーするものが欧米において刊行されている。日本においても伊藤ら (1991) が北関東地区を対象に調査を行い、地球化学図を作成している。この研究では広域の元素分布を代表する試料として河床堆積物を選定し、5km 間隔で採取した試料の分析結果を、試料採取地点より上流の流域全体の平均的な元素分布とした。試料の採取効率は 4 人 1 班編制で、条件の良い平野部・北部山岳部で 1 日あたり約 22 試料、それ以外の箇所では 1 日あたり 13 試料であった。分析方法は誘導プラズマ発光分光分析法 (ICP-MS)、中性子放射化分析法 (NAA) 等が用いられた。分析結果は 60 秒 (約 1.5km) 四方のメッシュ毎に整理され、30 元素について元素別にマッピングされた。この研究は日本で最初の広域的な地球化学図の作成例として評価に値するものであるが、同時に試料採取、分析等に労力を要することが課題として挙げられる。また、解析結果が 1.5×1.5km メッシュによって表現されることから、数 ha 単位の元素濃度を把握することは困難である。解析精度を上げるためには試料採取密度を

上げる必要があるが、そのためにはこれまでの研究方法では作業量的に困難であり、より簡便な手法の開発が必要である。Vincent (1972) はサウジアラビアの地質調査に際し、航空機に搭載した NaI シンチレーションカウンタによって高度約 90m の上空から放射能探査を行い、全 γ 線輻射量を測定すると共に、エネルギー弁別によってウラン、トリウム、カリウムの放射線強度の広域的な濃度分布を明らかにした。この研究は元素濃度マッピングを目的としたものではないが、放射能探査による元素濃度マッピングの可能性を示した研究として注目される。広域的な元素濃度マッピングに放射能探査法を応用する場合、測定地点毎に検層器を設置する方法では手間が掛かりすぎ、空中からの探査では精度的に問題がある。このため本研究では、広域に非破壊で地盤の化学性を調査する手法として、第 II 章で述べた車載型 γ 線スペクトロメトリーによる広域 U-Th-K 濃度分布マッピング (地球化学図) 手法を使用した。

b) 調査地区の概要

Fig.3-5-9 に調査地周辺の地質平面図を示す。調査地域は伊藤ら (1991) の地球化学図の調査範囲の北部に相当し、福島県小名浜より約 50km 西方の、東白川郡鮫川村ほかに位置しており、標高 650 ~ 750m の隆起準平原である阿武隈山地の南部である。西縁は棚倉破碎帯の一部に重なる幅 5km 程の低地・丘陵地に接している。

調査地域周辺の地質は阿武隈の変成岩類や花崗岩類、中・古生界八溝層群の堆積岩類、第四紀洪積層などから構成される (吉岡ら, 2001)。調査地は棚倉破碎帯の東側に発達する阿武隈高地に位置しており、花崗岩質の深成岩類や変成岩類が広く発達している。これらの深成岩類や変成岩類の分布域には、様々な規模で斑れい岩質の貫入岩体が分布している。また調査地区西縁部には新第三系の砂岩が分布している (福島県, 1998)。

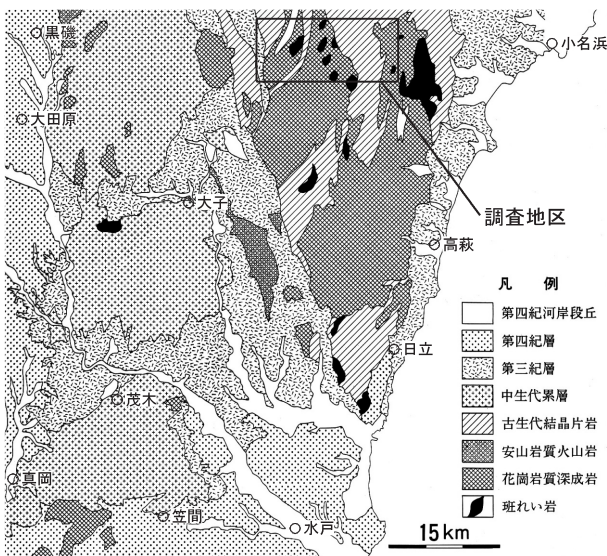


Fig.3-5-9 調査地周辺地質平面図 (上岡ら 1990 に加筆)

Geological map around study area

c) 調査方法

本研究では伊藤ら (1991) の方法に対し、調査地点の元素濃度を代表するものは、その地点のオリジナルな地質を反映する露頭であると考え、調査地区内において 27 露頭を選定し、車載型 γ 線スペクトロメトリーを用いて放射能探査を行った。測定は計測器を搭載した車を露頭の横に停止させ、30 秒間の測定を 10 回行った。測定で得られた入射 γ 線カウント数を積算し、エネルギー弁別によって ^{214}Bi , ^{208}Tl , ^{40}K それぞれの計数率 (count/min) を求めた。放射能探査によって元素濃度を測定する場合、出力は計数率となるが、それぞれの核種の γ 線計数率は地形に左右される (谷部では大きく、尾根部では小さくなる) ので、検層器と露頭の位置関係なるべく同一にする必要がある。そのため本研究においては、検層器を搭載した車の片側が切り立った露頭と接し、反対側が平地となる条件で調査地点を選定した (Fig. 2-13)。

調査結果は 10 回の測定値の平均値を取り、 ^{214}Bi の γ 線計数率と伊藤ら (1991) の調査結果 (U 濃度) と比較した。

d) 調査結果と考察

測定地点は伊藤ら (1991) の調査結果による U 濃度の 0.75 ~ 4.50ppm の範囲に入る。Fig.3-5-10 に放射能探査による ^{214}Bi の γ 線計数率と U 濃度分布との比較を示す。図中の丸印が放射能探査結果を示し、四角形のメッシュが伊藤ら (1991) による U 濃度を示す。U 濃度は約 1.5km 四方 (60 秒 \times 60 秒なので実際にはやや南北に伸びた長方形) のメッシュ毎に表示されているので、露頭におけるそれぞれの ^{214}Bi の γ 線計数率と、露頭が属するメッシュにおける伊藤ら (1991) の U 濃度と比較した。同じメッシュ内に複数の調査地点がある場合は平均値を取った。

Fig.3-5-11 に ^{214}Bi の γ 線計数率と U 濃度との比較結果

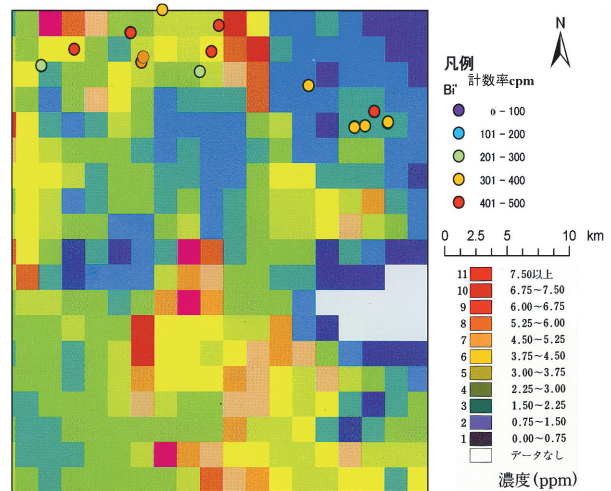


Fig.3-5-10 放射能探査結果と既存調査 (伊藤ら 1991) との比較

Comparison with radioactive prospecting result and past investigation

(Ito et al. 1991)

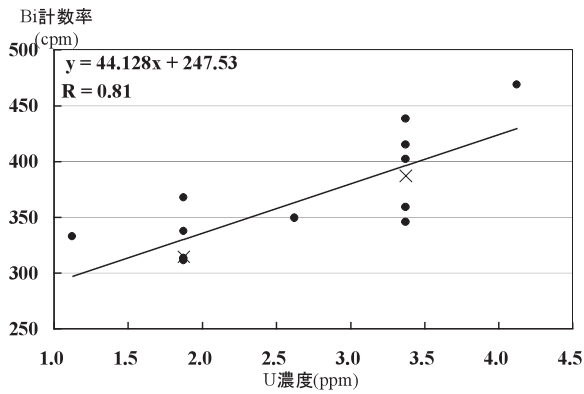


Fig.3-5-11 ²¹⁴Bi の γ 線計数率と U 濃度の比較

Comparison with gamma ray count ratio of ²¹⁴Bi and U concentration

を示す。伊藤ら (1991) による U 濃度は 0.75ppm 単位で階調表示されているので、比較にあたっては階層毎の濃度範囲の中央値 (1.50 ~ 2.25ppm の場合 1.875ppm) を当該メッシュの U 濃度とした。²¹⁴Bi の γ 線計数率にばらつきがあるものの、両者の間には正の相関が認められ (相関係数 0.81)、回帰式は次式で表される。

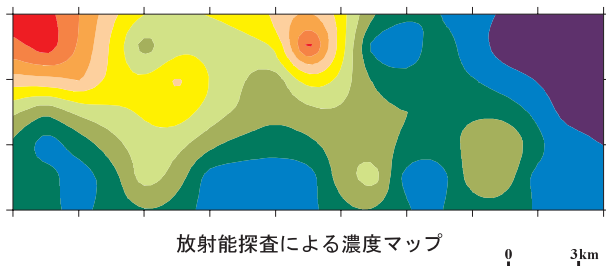
$$y = 44.128x + 247.53 \quad (3-5-1)$$

x : U 濃度 (ppm)

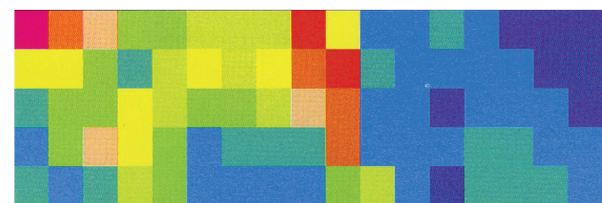
y : ²¹⁴Bi γ 線計数率 (cpm)

同じ U 濃度の階調内で ²¹⁴Bi の γ 線計数率ばらつきがあるのは以下の理由によると思われる。

- ① 露頭と検層器の位置関係が完全に同一では無いこと
- ② U 濃度がメッシュ内で不均質であること



放射能探査による濃度マップ



地質調査所の地球化学図による濃度マップ

| | | | |
|---|-----------|----|-----------|
| 5 | 3.00~3.75 | 11 | 7.50以上 |
| 4 | 2.25~3.00 | 10 | 6.75~7.50 |
| 3 | 1.50~2.25 | 9 | 6.00~6.75 |
| 2 | 0.75~1.50 | 8 | 5.25~6.00 |
| 1 | 0.00~0.75 | 7 | 4.50~5.25 |
| | データなし | 6 | 3.75~4.50 |

U濃度(ppm)

Fig.3-5-12 放射能探査と化学分析による U 濃度マップ

U concentration map by radioactive prospecting and chemical analysis

③ 大気中を飛散しているラドンの影響があること

Fig.3-5-11 には 1 メッシュあたり 5 箇所以上の測定を行った 2 点を ×印で示しているが、いずれも回帰直線に近い位置にプロットされている。このことは、個々の露頭での値はばらつくものの、全体的には放射能探査結果が伊藤ら (1991) の調査結果と整合的であることを示している。Fig.3-5-12 には放射能探査結果を (1) 式より U 濃度に換算し作成した濃度マップと、伊藤ら (1991) が化学分析によって作成した濃度マップを示す。放射能探査の調査点数を増加させることにより、より詳細なマップの作成が可能であると考えられる。

以上の調査結果は、本研究で用いた放射能探査法によって、広域的な元素濃度分布を把握することが可能であることを示す。本手法の適用条件としては検層器と露頭との位置関係が、測定箇所毎に同じである必要があり、測定箇所の選定が精度を左右すると考えられる。

f まとめ

本研究では岩盤の風化度判定を放射能探査で迅速・経済的に行うために、岩手県北上山地南部の花崗岩分布地域において放射能探査、風化度調査を行い、岩盤から放出される γ 線と、風化度を表す他の指標との関係を明らかにした。調査の結果、放射能探査による ⁴⁰K/²⁰⁸Tl γ 線計数率比と D 級に区分される花崗岩の風化度、²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl γ 線計数率比と C 級に区分される花崗岩の風化度はそれぞれ相関係数 0.8 以上の正の相関を持ち、放射能探査による風化度調査が可能であることが示された。

また、非破壊で広域の地盤の化学性を調査する手法として、車載型 γ 線スペクトロメトリーによる広域 U-Th-K 濃度分布マッピング (地球化学図) 手法を開発し、北関東の花崗岩類分布域における 27 露頭において放射能探査を行い、既存の調査結果との比較を行った。調査の結果、放射能探査によって得られた ²¹⁴Bi の γ 線計数率は、既往の研究で化学分析によって求められた U 濃度と相関係数 0.8 以上の正の相関を持ち、本研究で用いた放射能探査法によって、広域的な放射性元素濃度分布を簡便に把握することが可能であることが示された。本手法は検層器が車載型であるため、広域的な元素濃度を短期間で効率的に調査することができ、地下水汚染が懸念されている地域のバックグラウンド調査としての活用が期待される。また、K は肥料に含まれているので、肥料や耕土の流亡調査等への応用も期待される。

6 まとめ

本章では第 I 章で掲げた研究課題に対し、第 II 章で述べた手法を実際の地下水制御施設現場に応用し、それぞれの現場で問題とされている地盤の不均質性を解明した。本章で得られた結果は以下のとおりである。

第四紀洪積砂礫層における人工かん養水の浸透機構の解明では、対象とする不均質性は堆積環境に由来するマクロポア等の間隙構造であり、その影響による卓越流の

有無・比率を解明するため、①地下水面のラドン濃度の繰り返し測定、②自動巻き上げ器を使用した中性子水分計による地盤の体積含水率の繰り返し測定、③トレーサー試験、の組み合わせによる調査手法を提案した。調査の結果、マトリクス流の10倍程度の速さを持つ卓越流が存在すること、卓越流の比率が約2.3%であることが明らかにされると共に、地下水浸透状況の計測に対する本手法の有効性が示された。

第三紀層泥岩地すべり地における排水トンネルの効果判定では、対象とする不均質性はすべり面に代表される岩盤中の亀裂であり、①中性子水分計によるすべり面付近の含水比の定期測定、②排水ボーリング水のラドン・トリチウム濃度の定期測定、の組み合わせによる調査手法を提案した。調査の結果、排水ボーリングの施工によるすべり面含水比の低下状況が明らかになるとともに、排水ボーリングから排出される地下水はかん養後長期間を経過したものであることが明らかになり、排水トンネルの効果判定に対する本手法の有効性が示された。

地下ダム流域における第四紀石灰岩層の透水性分布の解明では、対象とする不均質性は地下ダム帯水層である琉球石灰岩の空隙を充填する流入粘土であり、①自然地下水盆における地下水中のトリチウム濃度の測定、②ボーリングコア観察による流入粘土含有状態の分級、③揚水試験、の組み合わせによる調査手法を提案した。調査の結果、流入粘土含有率と帯水層の透水係数は高い相関を示すことが明らかになり、取水井戸配置計画の策定に大きく貢献した。

白亜紀花崗岩の風化度判定では、対象とする不均質性は風化度の違いであり、放射能探査法による調査手法を提案し、風化度調査を併せて行い両者の調査結果を比較した。調査の結果、D級岩盤においては $^{40}\text{K}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比が、C級岩盤においては $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比がそれぞれ風化度を表す指標と高い相関を持ち、放射能探査によって岩盤の風化度調査に有効であることが明らかになった。

IV 結 言

本研究では地下水制御技術の設計・施工・評価に資するため、地下ダム、地すべり防止、人工かん養等の地下水流動の制御を目的とした施設において、放射性同位体等を用いた調査法をそれぞれの現場に応じて提案し、地盤の不均質性を解明した。

第I章では本研究の背景、既往の研究成果のレビュー、及び本研究の目的について述べた。

研究の背景として近年発展した地下水制御技術は、今日地下水汚染対策、トンネル等の地下構造物の建設、地下ダム、地すべり防止、地下水の人工かん養等の様々な形で応用されていること、これらの現場において、地盤の不均質性は地下水流動の制御を行う上で十分に把握さ

れる必要があることを述べた。

このような背景のなかで、地質を異にしない層中の不均質性については、物理性に差異が現れ難いことから一般的な物理探査手法においては検出が難しいことを指摘した。その上で地下水質や岩盤の状態の変化を追跡する手法に着目し、本研究の目的を、放射性同位体の特性に着目した調査法の提案・既往の測定手法の改良を行い、現地において地盤の不均質性を解明し、手法の有効性を実証するとともに、地下水流動制御施設の設計・施工・評価に資することと設定した。

既往の研究のレビューでは、本研究の対象とする地下水流動制御技術を①地下水人工かん養、②地すべり対策工（排水トンネル）、③地下ダムによる水源開発、④ダム基礎遮水とし、それぞれに関連する不均質性である、①第四紀砂礫層中の卓越流を発生させるマクロポア等の間隙構造、②第三紀泥岩層地すべり地の亀裂流、③第四紀石灰岩層の透水性、④岩盤の風化度について研究の現状と課題を挙げた。

マクロポアに関する研究については、土壤中の飽和あるいは不飽和浸透について農学の分野に数多くの研究例がある一方、水の深層への浸透、地下水かん養といった現象とのかかわりで捉えられている事例は少なく、その中で不飽和帯の水移動は、ひび割れ、亀裂やその他の構造的不均質による大間隙（マクロポア）を流れる卓越流が重要であるとの認識が増大していることを述べた。関連する研究として、室内実験や長期的な水分量変動によって浸透機構を推定した例はあるが、人工かん養の対象地となる砂礫層を対象として、卓越流の浸透状況の経時変化を現地実験によって確認した研究例はこれまでないこと、地下水の人工かん養を考える上で、透水係数から想定される速度より遙かに速い卓越流の存在の有無やその比率等の不均質性を明らかにすることは、浸透施設の設計やかん養水の水質管理上重要であり、浸透機構の解明が待たれていることを指摘した。

第三紀泥岩層地すべり地の亀裂流に関する研究については、すべり面深度が深い場合岩盤内の亀裂の発達状況等に地下水流動が規制されること等の理由から、観測井等によってすべり面及びその周辺の地下水流動状況の変化を正確に観測し、排水トンネル等の対策工の効果を判定することは困難な場合が多く、排水トンネル施工後の地下水流動状況の変化を捉えて地すべり抑制工の効果の評価する効果的な手法は確立されるに至っていないことを述べた。関連する研究として、ボーリングコアの自然含水比測定によってすべり面位置及び間隙水圧を推定する手法、ボーリング孔内の鉛直含水比分布と完全軟化含水比曲線との比較によってすべり面を特定する手法に注目し、これらの研究結果から、すべり面を貫く観測孔における地盤の含水比の定期的な測定によって、地下水排除工の効果が判定できる可能性を指摘した。

第四紀石灰岩層の透水性に関する研究については、石

灰岩が一般的に多様な透水性を有し、琉球石灰岩については特に流入粘土による透水性の阻害が問題となっていることについて述べ、地下ダム計画では全ての井戸に1日あたり2,000m³の揚水量が要求されていることから、貯留域の帯水層の不均質性を明らかにする必要性を指摘した。

岩盤風化に関する研究については、ダム基盤の地下水の遮水規模の決定等に対する岩盤の広範囲な風化度調査の重要性について述べ、従来の地質踏査と鉱物分析に基づいた変質分帯による手法は時間と経費を要すること、構造物の基礎地盤の風化度判定に用いられる岩級区分は目視等実施者の熟練度に依存する判定要素を含むこと、全ての岩盤に適用できる物理試験法は提案されていないこと等の問題点を挙げ、簡便な調査法の確立が望まれていること、岩盤中のある種の元素量を測定することによって風化度が判定できる可能性があることを指摘した。

第II章では本研究で用いられた主な調査手法について述べた。

ラドンによる地下水調査法については概要を解説するとともに、茨城県つくば市において地下水中のラドン濃度を一週間毎に一年間測定し、地下水面直下のラドン濃度が降雨に応じて変動することから、地下水面付近のラドン濃度が不飽和水の地下水かん養の指標となることを示した。

中性子水分検層法については、挿入型中性子水分計を用いて不飽和帯から地下水面までの地盤の水分量を測定した研究についてのレビューを行い、体積含水率を繰り返し測定することによって水の浸透過程を明らかにした事例を検討し、測定誤差による限界を指摘した。この測定誤差を低減させるため、自動巻き上げ器による低速度の連続測定装置を試作し、測定試験を行い、測定誤差に大きな割合を占める位置的誤差が、従来の手測り測定より低減されることを確認した。

放射能探査法については測定法の変遷と、岩盤の風化度と天然放射性元素（ウラン、トリウム、カリウム）の移動性についてレビューを行い、風化に伴いウラン、カリウムが徐々に溶脱することにより、これらの元素濃度が風化度の指標となる可能性を持つことを指摘するとともに、元素濃度測定用に改良した車載型放射能探査装置の概要を述べた。

第III章では現地調査について述べた。本研究では①人工かん養、②地すべり地の地下水排除、③地下ダム、④ダム基礎遮水の4つの地下水制御手法を選定し、それぞれの現場において問題となる不均質性（マクロポア、亀裂、空隙充填物、風化度）を調査し、手法の有効性を検討した。

第四紀洪積砂礫層における人工かん養水の浸透機構の解明では、新潟県魚沼丘陵の段丘砂礫層分布域の直径2m、深さ約3mの人工かん養施設で、1日10時間×5日

間の人工かん養試験を2回行い、トレーサー試験、中性子水分検層、地下水面付近のラドン濃度測定から卓越流の実態を調査した。トレーサー試験では地下水位がかん養開始後2.5時間から上昇を開始したのに対し、トレーサーはかん養開始後3.5時間から検出され、かん養開始9.5時間でピークに達した。これよりかん養水が短時間で地下水面に到達していることが確認され、その降下速度は飽和透水係数から推定される浸透速度の3倍程度であった。中性子水分計による体積含水率測定では、体積含水率の増加が時間と共に浅層から深層に伝搬する様子が確認された。体積含水率の増加域は深度6m以浅では0.9m/h、深度6～9mでは2.6m/hで下降し、深度によって異なった。このことは深度6m以浅の透水係数が深度6～9mよりも小さいことに起因していると推定された。また、かん養開始8時間後以降体積含水率の変化が小さくなり、浸透がほぼ定常状態に達した様子が観測された。これは、卓越流の流路が完全に水で充填されたことにより生じたと解釈された。地下水位はかん養開始6時間後から上昇を開始した。一方、地下水中のラドン濃度はかん養開始7時間後から減少し、トレーサー試験と同様、地下水位上昇とラドン濃度変化の間に1時間の遅れが生じた。これまで、マトリクスの毛管間隙を降下する水は、濡れ前線が毛管上昇（毛管帯）の上限に達すると土壤水の一齐移動が始まるということ指摘されていたが、今回の試験結果では、卓越流が不飽和毛管水帯の上端に到達しても、毛管水帯の圧力平衡が崩壊し、毛管水帯の水の移動が始まり、地下水面を通過する流れが生ずる現象が現場で発生していることを示すもので、新たな知見を得た。また、かん養後のかん養水のラドン濃度計算式と実測値の比較から、かん養水が地下水面に到達した時間は概ねかん養開始49時間後であったと推定され、飽和浸透では、比較的速い速度で浸透する卓越流と、遅い速度で浸透するマトリクス流が存在することが明らかになった。ラドン濃度測定結果より求められた卓越流の降下速度からその比率を計算すると、約2.3%と推定された。

第三紀層泥岩地すべり地における排水トンネル効果判定では、新潟県板倉町の活動中の大規模地すべりの抑制工として建設された排水トンネル内の観測孔において、排水トンネルの効果判定のために、中性子水分検層によるすべり面付近の含水比と、観測孔近傍の排水ボーリングから排水される地下水中の環境同位体（トリチウムとラドン）濃度のモニタリングを行った。調査の結果、トンネル周辺地山の含水比分布からすべり面の深度が推定され、すべり面付近の含水比は4ヶ月間で約8%低下しその後は漸減した。含水比の減少が比較的大きかった期間は、観測孔周辺の排水ボーリングからの排水量も比較的大きく、含水比の減少が少なかった期間は排水量も小さく、両者は調和的であった。トリチウム濃度測定からは、排水トンネルから排出される地下水は、降雨浸透後10年以上経過したものであり地下水の水循環速度は比

較的遅いことが明らかになった。これらは総合的に以下のとおり解釈された。排水ボーリングの施工当初は、トンネル掘削による地山の弛み等で地下水が周辺に集まっており、地下水の量が排水ボーリングの能力を超えているので、排水量は比較的高いレベルで推移する。この間周辺地山の排水が進むのですべり面の含水比は低下する。トンネル周辺の地山の排水が進み、排水量が地下水の供給量と定常状態に達した後は排水量が減少する。その結果として地山に不飽和の部分が発生してラドン濃度が低下する。すべり面付近の含水比は、最終的に仲野ら(1992)による完全軟化含水比より8%以上低い状態で落ち着いた。以上より本調査地点においては排水ボーリングの効果が発現しており、排水ボーリングの排水能力を上回る地下水の供給も見られないことから、排水ボーリングの追加等の必要性は無いと結論づけられた。このように、従来は排水ボーリングからの排水量から推測するしかなかった地下水流動の定常化、すべり面の含水比低減が、中性子水分検層、環境同位体の測定等により明らかにされ、排水トンネルの効果判定に対するこれらの手法の有効性が示されるとともに、今後これらの手法が排水トンネルの効果判定に活用されることが期待された。

地下ダム流域における第四紀石灰岩層の透水性分布の解明では、沖縄県宮古島に建設された地下ダム流域の石灰岩分布域において、地下水中のトリチウム・ラドン濃度の測定、ボーリングコア観察による石灰岩中の流入粘土含有率の分級、ボーリングコア採取地点での揚水試験等を実施し、流入粘土と透水係数の関係を考察した。調査の結果、地下水中のトリチウム・ラドン濃度は深度に依らずほぼ一定であり、地下水面まで浸透した雨水が速やかに帯水層下部まで浸透して混合していることが示唆された。また、流入粘土含有率と透水係数は負の相関を持ち、相関係数が $R=0.75$ ($R^2=0.57$) と高いことから、流入粘土含有率から透水性の推定が可能であることを明らかにした。その後の事業で、透水性が良好と推定された領域に取水井戸を掘削した結果、全ての井戸で、 $2,000\text{m}^3/\text{day}$ の揚水量が確保することができた。

白亜紀花崗岩の風化度判定と元素濃度調査では、岩手県北上山地南部の花崗岩分布地域の31露頭において放射能探査、風化度調査を行い、岩盤から放出される γ 線と、風化度を表す他の指標との関係を明らかにした。調査の結果、放射能探査による $^{40}\text{K}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比とD級に区分される花崗岩の風化度、 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 線計数率比とC級に区分される花崗岩の風化度はそれぞれ相関係数0.8以上の正の相関を持ち、放射能探査による風化度調査が可能であることを示した。また北関東の花崗岩類分布域における27露頭において車載型 γ 線スペクトロメトリーによる放射能探査を行い、既存の地球科学図との比較を行った。調査の結果、放射能探査によって得られた ^{214}Bi の γ 線計数率は、既往の研究で化学分析によ

て求められたU濃度と相関係数0.8以上の正の相関を持ち、本研究で用いた放射能探査法によって、広域的な放射性元素濃度分布を簡便に把握することが可能であることが示された。

各現場における留意点と今後の課題についてはそれぞれの項で述べたが、実際の現場における不均質性は様々な要素が絡み合って構成されているので、なるべく多くの指標を調査によって得ることが望ましい。本研究では岩盤の不均質性を調査する指標の一つとして放射性同位体を用い、他の調査によって得られた指標と併せて判断することによって、現場に存在する不均質性を明らかにした。放射性同位体の調査はそれ単体では指標として不十分であることが多く、既往の地質調査手法による指標と併せて検討する必要があるが、放射性同位体の調査によって別の角度からの指標を得ることができる点で、より現象の解明に近づくことが期待できる。特に物理探査手法で検知しにくい同一の地質区分に属する岩盤の不均質性については、相対的に有効な手法であると考えられる。放射性同位体を用いた調査にあたっては、測定結果は同位体の濃度、環境 γ 線の強度、散乱熱中性子線の強度等を表しており、対象とする地盤の不均質性を直接表しているものではないことを常に留意する必要がある。重要なのは、①対象とする地盤の不均質性がどのような性質を持ち、②これを解明するための指標としてどのような物が考えられるかを検討し、③その指標を測定するための最適な手法を選定し、④調査結果からその指標が地盤の不均質性を表しているか検証するというプロセスであると考えられる。本研究で用いたような放射性同位体の調査を含んだ複合的調査手法が、地盤の不均質性の調査に広く応用されることを期待する。

参考文献

- 1) 相場瑞夫・黒川睦生(1979)：宮古島における地下ダムの技術開発、水と土、73、45-53
- 2) Ambron, R. (1928) :Element of Geophysics, as Applied to Explorations for Minerals, Oil and Gas. New York: McGraw Hill Book Co., 123-129
- 3) Andersen, L.J. and Sevel, T. (1974) : Six years' environmental tritium profile in the unsaturated and saturated zones, Grohøj Denmark., Isotope Technique in Groundwater Hydrology Vol.1, IAEA, 3-20
- 4) Bell, J. P. and Eeles, C. W. O. (1967) : Neutron random counting error in terms of soil moisture for nonlinear calibration curves, Soil Science, 103, 1-3
- 5) Beven, K. and Germann, P. (1982) : Macropores and water flow in soils. Water Resour. Res., 18, 1311-1325
- 6) Darnly A. G. (1972) : Airbone gamma-ray survey techniques, Uranium Prospecting Handbook, The Institution of Mining and Metallurgy, 174-211

- 7) Dennis F. S. and John, W. (1979) : Components of Variance Involved in Estimating Soil Water Content and Water Content Change Using a Neutron Moisture Meter, *Aust. J. Soil Res.*, 17, 237-247
- 8) Ewert, F.K. (1985) : *Rock Grouting with Emphasis on Dam Site*, Springer-Verlag, 428
- 9) 福島県 (1998) : 土地分類基本調査「塙・大田原・川辺・大子・高萩」, 32-53
- 10) 濱田浩正・今泉眞之・小前隆美 (1997) : ラドン濃度を指標とした地下水調査・解析法, *農業工学研究所報告*, 36, 17-50
- 11) Hamada H. and Komae T., (1996) : Investigation on shallow groundwater in a small basin using natural radioisotopes, *RADIOISOTOPES*, 45, 71-81
- 12) Hamada H. and Komae T. (1994) : Analysis of recharge by paddy field irrigation using ^{222}Rn concentration in groundwater as an indicator, *Journal of Hydrology*, 205, 92-100.
- 13) 堀 和明・茅根 創 (2000) : 琉球列島中・南部の島棚地形の特徴とその形成過程について, *地理学評論*, 73A-3, 161-181
- 14) 今泉眞之 (1996) : 中性子水分検層による第三紀泥岩地すべり地のすべり面の判定方法, *地すべり*, 32 (4), 9-18
- 15) 今泉眞之・小前隆美・二平 聡 (2000) : 東京都における被圧地下水の涵養機能—長期間のトリチウム濃度変化による涵養機能評価—, *応用地質*, 41 (2), 87-102
- 16) 今泉眞之・前川統一郎・長田実也・富田友幸 (1988) : 宮古地下ダム計画の水理計算シミュレーションについて, *地下水学会誌*, 30, 11-3
- 17) Hanson, G & A. Nilsson (1986) : Ground-Water Dams for Rural-Water Supplies in Developing Countries, *Groundwater*; 24 (4) , 497-506
- 18) 原 郁男・備前信之・野添浩彦・和田清男 (2003) : 巨大地すべりにおける排水トンネル施工とガス対策, *地すべり*, 40 (3), 17-22
- 19) Harmon R.S. and Rosholt J.N. (1982) : *Igneous Rocks, Uranium Series Disequilibrium*, Clarendon Press Oxford, 145-166
- 20) 初田甚一郎 (1953) : 放射能探鉱, *物理探鉱*, 6 (3・4), 131-137
- 21) 初田甚一郎 (1957) : 放射能探査の発展, *物理探鉱*, 10 (3), 1-9
- 22) Hewlett, J. D., and A. R. Hibbert (1961) : Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage, *J. Geophys. Res.*, 68 (4) , 1081-1087.
- 23) 平田重雄 (1971) : 本郷台, 白山における不圧地下水の涵養機構, *地理学評論*, 44-1, 14-46
- 24) 北陸農政局計画部資源課 (1993) : 農地保全基礎調査特殊地すべり対策調査北陸地区報告書 資料編, 83-84
- 25) 細谷裕士 (1992) : 直轄地すべり対策事業板倉地区 (農林水産省構造改善局所管) における地すべり抑止杭について, *地すべり*, 29 (1), 31-37
- 26) Hurr and Richards (1966) : *Geol. Soc. American Publication, Eng. Geol.*, v.3, 80-90
- 27) 今泉眞之・小前隆美 (1999) : トレーサ法の基本原理と適用例, *農土誌*, 67 (11), 41-48
- 28) 今泉眞之・奥島修二・塩野隆弘・竹内睦雄・小前隆美 (2002) : 琉球石灰岩帯水層における塩水進入の実態—米須地下ダム流域を例として—, *農土論集*, 221, 11-23
- 29) 今泉眞之・奥山武彦・濱田浩正・小前隆美・金子文宜 (1992) : 放射能探査による地すべり調査—千葉県鋸南町における地すべり調査 (その1) —, 平成4年度農業土木学会講演要旨集, 404-405
- 30) International Atomic Energy Agency (1969, 1970, 1971, 1973, 1975, 1979, 1983) : *Environmental Isotope Data No.1-7, World Survey of Isotope Concentration in Precipitation*, IAEA
- 31) Ishida S., Kotoku M., Abe E., M.A.Fazal, Tsuchihara T., and Imaizumi M. (2003) : *Construction of Subsurface Dams and these Impact on the Environment*, *RMZ Materials and Geoenvironment*, 50 (1) , 149-152
- 32) 石田 聡・原 郁男・土原健雄・今泉眞之 (2005) : 中性子水分検層と環境同位体による第三紀泥岩地すべり地の排水トンネルの抑制効果の評価, *日本地すべり学会誌*, 41, 5, 21-28
- 33) 石田 聡・土原健雄・今泉眞之 (2005) : 不飽和帯の自動中性子水分検層技術の開発, *農土論集*, 73, 3, 113-121
- 34) 石田 聡・森 一司・土原健雄・今泉眞之 (2005) : 地下水人工かん養施設における段丘砂礫層のマクロポアを流れる卓越流の降下浸透速度, *応用地質*, 46, 4, 207-218
- 35) Ishida S., Tsuchihara Takeo, Imaizumi Masayuki (2006) : *Fluctuation of NO₃-N in Groundwater of the Reservoir of the Sunagawa Subsurface Dam, Miyako Island, Japan*, *PADDY AND WATER ENVIRONMENT*, 4 (2), 101-110
- 36) 石黒宗秀 (1996) : 土壌の不均一性が水移動に及ぼす影響の解明, *農林業における水保全・管理機能の高度化に関する総合研究*, 農林水産技術会議事務局, 32-36
- 37) 伊藤司郎・上岡 晃・田中 剛・富樫茂子・今井 登・金井 豊・寺島 磁・宇都浩三・岡井貴司・氏家真澄・柴田 賢・神谷雅晴・佐藤興平・坂本 享・安藤 厚 (1991) : 地球化学アトラス—北関東—, 地質調査所
- 38) Jones D.G. (2001) : Development and application of marine gamma-ray measurements: a review, *Journal of Environmental Radioactivity*, 53, 313-333
- 39) Jones J.A.A. (1971) : Soil piping and stream channel initiation, *Water Resour. Res.*, 7, 602-610
- 40) Johnston, C.D. (1987) : Preferred water flow and localised recharge in a variable regolith., *J. Hydrol.*, 94, 129-142
- 41) 開発一郎 (1995) : 「雨水浸透と地下水涵養」地下水涵養に係わる新しい観測・計測法, *地下水学会誌*, 37 (3), 193-206
- 42) 開発一郎・佐倉保夫 (1979) : 散乱型中性子水分計の仕様に関する問題, *筑波大学水理実験センター報告*, No.3, 39-46

- 43) 片山信夫(1961)：総説, ウラン・その資源と鉱物, 朝倉書店, 1-12・40-53
- 44) 榎根 勇・田中 正・嶋田 純 (1980)：環境トリチウムで追跡した関東ローム層中の土壌水の移動, 地理学評論, 53 (4), 225-237
- 45) 紀平潔秀 (1989)：すべり面の構造についての事例研究, 地すべり, 26 (2), 9-16
- 46) 菊池良介・井原邦明・依光春実 (1987)：阿蘇西麓台地における散水実験について, 地下水学会誌, 29 (1), 9-18
- 47) 上岡 晃・伊藤司郎・田中 剛・今井 登 (1990)：地球化学図－元素の地表分布とその解析., 地学雑誌, 99, 17-31
- 48) 木村重彦 (1986)：水に含まれる放射性同位体による地中水の挙動解析, 農土誌報告, 25, 1-91
- 49) 木村重彦 (1987)：地表の自然ガンマ線による温泉開発位置の探査法について, 温泉科学, 37, 73-92
- 50) 小林巖雄・立石雅昭・吉岡敏和・島津光夫 (1991)：長岡地域の地質, 地質調査所
- 51) 小前隆美 (1996)：Sc-CyDTA トレーサによる地下水流動調査法に関する研究, 農業工学研究所報告, 35, 39-110
- 52) Krishnaswami S. and Seidemann D. E. (1988)：Comparative study of ^{222}Rn , ^{40}Ar , ^{39}Ar and ^{37}Ar leakage from rocks and minerals: Implications for the role of nanopores in gas transport through natural silite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.52, 655-658
- 53) Krynine, D.P., and Judd, W.R. (1957)：Principles of engineering geology and geotechnics: McGraw-Hill Book Co., 730
- 54) Kuroda S., Nakazato H., Nihira S., Hatakeyama S., Takeuchi M., Asano M., Todoroki Y. and Konno M. (2002)：Cross-hole geo-radar monitoring for moisture distribution and migration in soil beneath an infiltration pit, Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar, 4758, 703-707
- 55) 前田 真・嶋田 純・田中 正・榎根 勇 (1986)：豪雨時における関東ローム層の水収支, 日本水文科学会誌, 16, 1-8
- 56) 丸山清輝・近藤誠司・横山正一 (1988)：猿供養寺地すべりにおける排水壁工の効果
- 57) 緑資源公団九州支社 (2001)：亜熱帯農業のための地下ダム
- 58) 三浦 清 (1975)：大東花崗閃緑岩の赤色風化－深成岩類の風化に関する研究 (第3報)－, 応用地質, 16 (2), 48-55
- 59) 森 充広・備前信之・望戸 尚 (2001)：衝撃加速度を指標とした風化花崗岩の地盤評価法－N 値等との相関について－, 日本応用地質学会東北支部第9回研究発表会講演要旨, 61-66
- 60) 森 一司・浅野将人・窪田正和・菅原利夫・白川俊明・桑原英紀 (1997)：宮古島砂川地下ダム流域に分布する琉球石灰岩の水文地質学的検討, 地質学雑誌, 103 (5), 463-474
- 61) Nagata S., Enami N., Nagata J. and Katho T. (1993)：Design and Construction of Cutoff Walls for Subsurface Dams on Amami and Ryukyu Islands in the Most Southwestern Part of Japan, *Hydrogeology, Selected Papers*; 1993 (4), 229-245
- 62) 中井順二 (1960)：花崗岩の天然放射性元素の含有量と風化の影響, 物理探鉱, 13 (2), 42-44
- 63) 仲野良紀・中里裕臣 (1993)：地すべり粘土の自然含水比と間隙水圧, 第32回地すべり学会研究発表講演集, 279-282
- 64) 仲野良紀・嶋崎藤雄・清水英良 (1992)：珪藻土質泥岩の力学的異方性と限界伸びひずみについて, 農土論集, 141, 121-130
- 65) 中里裕臣 (2003)：電気探査による地盤調査法に関する研究, 千葉大学学位論文, p105-117.
- 66) 中里裕臣・今泉眞之・竹内睦雄 (2000)：農業・農村地域における地下水探査の現状と展望, 物理探査, 53 (6), 507-519
- 67) 成岡・市・駒村正治・高須俊行 (1988)：立川ロームにおける管状孔眼が地下水面養に果たす役割. 土壌の物理性, 56, 2-13
- 68) 二平 聡・今泉眞之 (1998)：放射能探査法の測定原理と応用事例, 農土誌, 67 (11), 33-40
- 69) 野口正安 (1975)：特殊な利用法 (2) ラドンの測定, *RADIOISOTOPES*, 24 (10), 69
- 70) 農林水産技術会議 (1984)：農林水産研究文献解題 No.10 農業気象編, 168-169
- 71) 落合敏郎 (1965)：放射能式地下水探査法, 昭晃堂, 42-44
- 72) 岡 泰道 (1995)：「雨水浸透と地下水涵養」雨水浸透, 地下水学会誌, 37 (4), 309-316
- 73) 沖縄総合事務局農林水産部 (1983)：皆福地下ダム試験施工誌
- 74) Peck E.L. and Bissell V.C. (1971)：Evaluation of Snow Equivalent by Airborne Measurement of Passive Terrestrial Gamma Radiation, *Water Resour. Res.*, 7 (5), 1151-1159
- 75) Pflizer, R. and Adams, J.A.S. (1962)：Geochim. Cosmochim. Acta 26, 1137
- 76) Rama and Moor W.S. (1984)：Mechanism of transport of U-Th series radioisotopes from solids into groundwater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 395-399
- 77) ローゼ, A. A. (1963)：土壌と水, 山崎不二夫監訳, 東京大学出版会, 138p.
- 78) 佐倉保夫 (1989)：水循環と水収支－浸透, 気象研究ノート, 167, 47-57
- 79) 佐倉保夫・谷口真人 (1983)：土壌水の移動特性に関するコラムを用いた降雨浸透実験, 地理学評論, 56 (2), 81-93
- 80) 佐藤孝司・岩島 清・江藤久美・村山義彦 (1989)：新・放射線取扱主任者必携, 産業図書, 55-58
- 81) 佐藤源之・利岡徹馬 (1998)：物理探査ハンドブック 手法編 電磁波トモグラフィ, 物理探査学会, 760-761.
- 82) Seyfried, M. S. and Rao, P. S. C. (1987)：Solute transport in undisturbed columns of an aggregated tropical soil: Preferential flow effects. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 1434-1444.
- 83) 申潤植 (1989)：地すべり工学－理論と実践－, 山海堂, 1002
- 84) 田淵俊雄 (1961)：浸潤とそれに続く浸透Ⅱ, 農業土木研究別冊 (2)

- 85) 高島良正 (1991) : 環境トリチウム - その挙動と利用, RADIOISOTOPES, 40, 520-530
- 86) 竹内 誠・御子柴真澄 (2003) : 5 万分の 1 地質図幅「千厩」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 87) 田中 正 (1980) : 今市扇状地における関東ロームの水分特性と比算出率, 地理学評論, 53 (10), 646-665
- 88) 田中 正・安原正也・丸井敦尚 (1984) : 多摩丘陵源流域における流出機構, 地理学評論, 57 (1), 1-19
- 89) 田中 正 (1996) : 「雨水浸透と地下水涵養」自然涵養のプロセス, 地下水学会誌, 38 (3), 195-204
- 90) Tieh T.T., Ledger E.B., and Rowe M.W. (1980) : Chem. Geol., 29, 227
- 91) Toth J (1963) : A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins, Journal of Geophysical Research, 68 (16), 4795-4812
- 92) Vincent J. Flanigan (1972) : Gamma Radiation, an Aid to Geologic Mapping on the Arabian Shield, Kingdom of Saudi Arabia, The Natural Radiation Environment II , 667-679
- 93) 安原正也・丸井敦尚・安池慎治・鈴木 裕 (1992) : 大間隙を有する土壌中の降雨浸透水の挙動に関する実験的研究, ハイドロロジー (日本水文科学会誌), 22 (1), 3-15
- 94) 安池慎治 (1996) : 土壌中のマクロポアと間隙空気圧の影響を考慮した降雨浸透実験と数値解析, 地理学評論, 69A (10), 832-846
- 95) 吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫・高橋 浩・久保和也・関 陽児・駒澤正夫・広島俊男 (2001) : 20 万分の 1 地質図幅「水戸」, 地質調査所

Studies to Clarify Heterogeneity of Ground for Design of Facilities to Control Groundwater Flow

- Using Multiple Investigation Methods of Radioisotopes etc -

ISHIDA Satoshi

Summary

Recently, groundwater control technology is applied to various usages such as the artificial recharge, prevention of landslides, and subsurface dams. It is necessary to understand heterogeneity in the ground because the groundwater might flow unexpectedly by heterogeneity in the ground on these sites. In this study, to contribute to the design, construction, and the evaluation of the groundwater control technology, the author proposed the investigation method that used radioisotope according to each site, and investigated heterogeneity of the ground such as the macropore, the crack, the pore filling of the aquifer, and the degree of weathering, etc. in facilities to control the groundwater flow. To decrease the measurement error of the neutron moisture meter for the site investigation, low speed with an automatic winch and a continuous procedure for measurement were developed. It was confirmed that the measurement error of the automatic measurement was lower than that of the manual measurement. 4 investigations were carried out in the sites where groundwater control facilities were under construction or under planning. The results were as follows.

1) The mechanisms of preferential flow and recharge to groundwater through macropores of sand and gravel aquifer were investigated in the experimental artificial recharge site with recharge pit (2m in diameter and 3m in depth) in Uonuma upland, Niigata Pref. Groundwater dynamics in two experiments of artificial recharge for 10 hours/day \times 5 days were monitored by tracer test, neutron moisture logging and radon concentration measurements in groundwater near groundwater table. Tracer test in the first experiment showed that the groundwater table started to increase after 2.5 hours of artificial recharge and the tracer was detected after 3.5 hours and the concentration of the tracer peaked after 9.5 hours. The second experiment showed as follows. The neutron moisture logging revealed that the parts of increasing water contents with several percent in unsaturated zone gradually moved from shallow zone to deep zone and the down-movement velocity of wetting front was 0.9m/h in a shallower zone than 6m in depth, and was 2.6m/h in a deeper zone than 6m in depth. The difference of the velocity may relate with the difference of the saturated hydraulic conductivity of two zones. The decreasing radon concentration near the groundwater table gradually occurred from 7 hours after artificial recharge, while the increasing of groundwater level began from 6 hours after artificial recharge. The down-movement velocity of preferential flow is three times bigger than the velocity presumed from the saturated hydraulic conductivity values. It was assumed that the groundwater level started increasing when the tracer and the recharge water through macropores reached a capillary zone.

2) In order to develop the evaluation method for the drainage effect by drain tunnel, monitoring of water content using neutron moisture logging in the drainage boring pipe and environmental isotope concentrations (Tritium and Radon: ^{222}Rn) in groundwater from the drainage boring pipes were carried out after the construction of drain tunnel for 19 months and five years respectively. The drain tunnel is 1.25m (diameter) \times 500m (length) at 50m underground with drainage boring pipes, which are expected to drain superfluous water around the sliding surface of an active landslide in Tertiary mudstone area, Niigata Prefecture. Consequently, the monitoring of water content showed a remarkable decreasing with about 8 % of water content around the sliding surface for the first four months and subsequently slight decreasing. The tendency of decreasing of water content corresponds with the fluctuation pattern of discharge water volume from drainage boring pipes. The monitoring of tritium and ^{222}Rn concentrations revealed that the groundwater around the tunnel was recharged from rain before 10 years and the unsaturated zone around tunnel was occurred. These change of groundwater flow after construction of drain tunnel certifies that the monitoring techniques are useful methods for evaluation of the effect by the drain tunnel.

3) To determine the site of wells in the catchment area of subsurface dam, relation between permeability of limestone

aquifer and distribution of infiltrated clay, which closed the pore of the limestone and decreased its hydraulic conductivity and the permeability, was investigated by observation of boring cores and pumping tests obtained at 26 points. In addition, ^3H concentrations in groundwater were measured every 5m depth in Shirakawada catchment at 3 observation wells to study the mixing of groundwater under natural conditions. The vertical distribution of ^3H in observation wells showed that groundwater was well mixed under natural lateral groundwater flow conditions. As the result of the comparison between the infiltrated clay content and the hydraulic conductivity it was clarified that the infiltrated clay content and the hydraulic conductivity have a negative, high correlation, and permeability can be assumed from the infiltrated clay content.

4) To measure the degree of weathering in the bedrock more quickly and economically, the radioactive prospecting and the investigation of the degree of weathering in the bedrock were carried out in the southern Kitakami massif region where granitic rocks are distributed in Iwate Prefecture. The result showed that $^{40}\text{K}/^{208}\text{Tl}$ gamma ray counting ratio and $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ gamma ray counting rate had a positive correlation with the degree of weathering of granite. This result also showed that the radioactive prospecting was effective to the investigation of the degree of weathering. Subsequently, the technology that investigates the chemistry of the ground in the large area by nondestructive, car-borne radioactive prospecting method has been developed. The radioactive prospecting was carried out using this method in the North-Kanto region. ^{214}Bi gamma ray counting rate were compared with ^{238}U concentration, which had been investigated in the past. This result showed that ^{214}Bi gamma ray counting ratio had a positive correlation with ^{238}U concentration. This result also showed that the radioactive prospecting was effective in mapping concentration of the element of ^{238}U .

The common feature of these investigations was to have evaluated the heterogeneity by using radioisotopes as one of the indicators that showed the heterogeneity of the bedrock. The multiple investigation technique including the investigation of radioisotope used by this study is effective to the investigation of the heterogeneity of the ground.

Keywords: groundwater, radon, tritium, neutron moisture logging, radioactive prospecting, landslide, artificial recharge, subsurface dam, limestone, granite, nitrate nitrogen, infiltration, weathering, element mapping

リングせん断試験機による強度測定と 大規模地すべり土塊の安定解析

川本 治*・山田康晴*・古谷 保*

目 次

| | | | |
|-------------------------|----|-----------------------|----|
| I 緒言 | 49 | 4 正規圧密試料を用いた大変形試験 | 58 |
| II リングせん断試験機を用いた強度測定 | 50 | 5 試験結果の比較 | 59 |
| III 高精度リングせん断試験機の機構及び特性 | 51 | V 大規模地すべり採取試料の測定と安定解析 | 60 |
| 1 試験機の機構 | 51 | 1 対象とした地すべりと採取試料 | 60 |
| 2 試験機の特長 | 54 | 2 採取試料の強度測定 | 61 |
| IV 測定法の検討 | 56 | 3 安定解析 | 62 |
| 1 測定に用いた試料 | 56 | VI 結言 | 63 |
| 2 プレカット試料を用いた残留強度測定 | 56 | 参考文献 | 63 |
| 3 過圧密試料を用いた大変形試験 | 58 | Summary | 65 |

I 緒 言

豪雨等による農地災害の防止等安全な地域社会の構築は、重要な課題となっている。本報告は以下に述べる二つの観点から、農地地すべりにおける土の強度及び破壊後（ピーク強度通過後）挙動測定の高精度化を目的としたものである。

第一は、広域防災対策技術の高精度化の視点である。昭和63年に北陸地域で着工された板倉農地保全事業（細谷，1992）を初めとして直轄地すべり対策事業が各地で進展した。これらにより、中山間・傾斜地域農地における広域的かつ抜本的な農地防災対策が行われたことに加え、今後の農地防災対策の高度化を考える上で有用な地盤情報を蓄積し、農地防災施設に関わる現行の設計手法を高度化する契機が与えられている。この中で通常の人工の土構造物では考慮されない長期的（排水）条件での大変形領域の土の破壊挙動を加味した応力・変形解析手法の高度化も今後望まれることの一つであり、高精度のリングせん断試験機を用いた測定によって得られる応力・変形データはそのための有用な情報を与えるものと考えられる。

第二は、中山間・傾斜地における農地地すべりの災害予防・防災管理技術高度化の視点である。農地防災の効果を高めるためには、農地における変状の早期発見や発生初期の対策など、被害拡大を抑えるための予防保全行

為を迅速に行うことが重要である。その実施にあたっては情報収集及び初期対策を迅速に行うため農地と密接な関連を持つ農村集落の参加が不可欠である。また、直轄地すべり対策事業はいくつかの事業所で完工しており、地すべり防止施設が機能を保全して防止効果を発揮するための維持管理が重要となり、行政主体が管理を担うだけでなく農村集落の参画が不可欠となっている。これら予防保全・防災管理を行うために必要な地盤情報は現時点では十分とは言えず、今後も蓄積を続ける必要がある。我が国の多くの地すべりは過去の地すべりの再活動であり、大変形後の土の強さである残留強度が斜面安定性評価のための地盤情報として重要であることから、リングせん断試験機によって得られる高精度の残留強度データは、住民が地すべりの早期発見等のために重点的に注意を行うべき場所の概定を行う場合の重要な情報を与えると考えられる。

本報告では、我が国の地すべりで測定結果が殆ど示されていない、Bishopらによる設計原型の高精度リングせん断試験機を用い、1993年及び2006年に発生した農地地すべり現地で採取された試料の測定・解析結果を示す。

最初にリングせん断試験機を用いた強度測定に関する既往の研究について概観した後に、測定に用いた高精度リングせん断試験機の概要と基本特性を示す。次に現地採取土からプレカット試料を作成して残留強度測定を行った結果を提示する。その後正規圧密試料、過圧密試料を用いた大変形試験（せん断変位120～140mm）を行って応力・変位関係を測定し、プレカット試料を用いた試験結果との比較を行う。最後に、2006年4月に山形県で発生した大舟木地すべりでの採取試料を用いて

*農村総合研究部広域防災研究チーム

平成19年3月14日受理

キーワード：リングせん断試験、残留強度、応力変位関係、地すべり、安定解析