

〔農工研技報 207〕
〔109~126, 2008〕

炭酸塩岩帯水層における不飽和浸透に関する研究レビュー

吉本周平*・土原健雄*・石田 聡**・今泉眞之***

目 次	
I 緒言	109
II 炭酸塩岩帯水層の不均一性	110
III 炭酸塩岩の透水性	113
IV 炭酸塩岩帯水層における地下水流動タイプ	114
V 炭酸塩岩の不飽和浸透研究の概要	116
1 環境トリチウムをトレーサとした 不飽和浸透試験	116
2 人工トレーサによる不飽和浸透試験	117
3 窒素肥料の流出と降下浸透速度	118
VI 炭酸塩岩帯水層における地下水質動態モデル 構築へ向けての諸問題	120
VII 結言	122
参考文献	123
Summary	126

I 緒 言

近年、国内外のさまざまな地域において、地下水中の硝酸性窒素 ($\text{NO}_3\text{-N}$) 濃度の上昇が問題となっている (川西ら, 1991; 熊澤, 1999)。汚染の原因としては、農地への過剰な施肥および畜産排泄物や生活排水の不適切な処理などが考えられる (国包・真柄, 1984; 熊澤, 1999; 田淵, 1999; 田瀬, 2003)。

宮古島は南西諸島の西部に位置する平坦な島で、主要な産業はサトウキビを中心とする農業である。表層地質である琉球石灰岩は、サンゴや有孔虫などの骨格を形成する炭酸塩鉱物からなる炭酸塩岩であり、多孔質で透水性が極めて高く、降雨の大部分が速やかに地下に浸透することから、河川の発達が無く、島の生活用水や農業用水は地下水に依存している。その宮古島の主要な水源である白川田水源地において、1977年に 3.3 mg L^{-1} だった硝酸性窒素の濃度が、1982年には 4.4 mg L^{-1} 、1987年には 6.8 mg L^{-1} まで上昇した (沖縄タイムス, 1988)。これを機に、数多くの研究がなされ、硝酸性窒素による汚染の実態把握や汚染源の解明がなされた (渡久山ら, 1990; 長田, 1993; 山本ら, 1995; 中西ら, 1995, 2001a, 2001b, 2001c; 近藤ら, 1997; 田代・高平, 2001; 東田ら, 2003)。これらの研究の結果から、地下水中の硝酸性窒素は主として化学肥料が原因であり、一部で畜産排泄物や生活排水による窒素が混入していると推定されている。宮古島上水道企業団の測定によれば、宮古島の

上水道水源における地下水硝酸性窒素濃度の平均値は1985年に 7.7 mg L^{-1} にまで上昇したが、その後緩やかに低下し、1990年代後半には 6 mg L^{-1} 程度で安定している (田代・高平, 2001)。硝酸性窒素濃度が減少した理由として、農地の減少や環境保全型農業の推進などによる施肥量の減少が考えられる (田代・高平, 2001)。しかし、今後の社会情勢の変化にともなう営農の集約化や土地利用の変容によって、硝酸性窒素濃度が再び上昇に転じる可能性もある。

宮古島では、安定した農業用水の確保と供給を目的として、大規模地下ダムによる水源開発を中心とする国営土地改良事業が1987年に着工され、2001年に完工した (白戸ら, 2003)。これにより、地下水の流動が変化し、この変化が地下水質の変動にも影響を及ぼすことが予想されている。Ishida et al. (2006) は砂川地下ダムの貯留域における地下ダム建設前後の地下水硝酸性窒素濃度の変動を調査し、止水壁完成後は揚水ポンプの稼働と地下水容量の増大によって時間的および空間的な濃度の偏差が小さくなっていることを明らかにした。しかし、地下ダムが地下水環境へ与える影響を評価するためにはさらに長期のモニタリングが必要であり、また、地下ダム貯留域の地下水質を管理するためには今後の地下水質変動を予測するモデルの開発が求められている。

また、宮古島では、島嶼部における資源循環技術の開発を目的として2004年度から2006年度まで農林水産省による農林水産バイオリサイクル研究が実施された (凌・亀山, 2007)。さらに、2007年度からは、宮古島を南西諸島地域のモデル地区として、地域特性に応じたバイオマス利用モデルの構築・実証・評価を目的としたプロジェクト研究を実施している。サトウキビのバガス (絞りかす) などからエタノールなどのバイオ燃料を生産する過程では、多量の廃液などの副産物が生じる。これを農地に施用する場合には、養分の溶脱による地下水環境への

*農地・水資源部地下水資源研究室

**企画管理部業務推進室

***農村環境部

平成 20 年 1 月 16 日受理

キーワード: 炭酸塩岩帯水層, 不飽和浸透, 琉球石灰岩, チョーク, 硝酸性窒素

影響を考慮しなければならない。バイオマスを積極的かつ持続的に利用するためには、環境への影響を予測し、負荷を抑制する技術の開発が求められている。

宮古島では、降雨時に地下水位が速やかに応答することから、雨水が琉球石灰岩中の空隙や亀裂を速やかに通過し地下水面に到達すると考えられている。一方、化学肥料による窒素負荷量の変化と長期的な地下水硝酸性窒素濃度の変化を比較した結果、施肥による窒素負荷が地下水質に反映されるまで約7年を要するとの研究結果がある(田代・高平, 2001; Ishida et al., 2006)。施肥が地下水中の濃度に反映されるまでに遅れがあることはイギリスでも知られており、チョーク帯水層で平均40年から50年、石灰岩では4年から5年程度とされている(越野, 1991)。欧州委員会(European Commission)が2002年7月に公表した報告書(European Commission, 2002)では、この現象をタンカー効果と呼んでいる。

一般に、地下水硝酸性窒素濃度の挙動を予測するためのモデルは、地表から地下水面までの窒素の挙動を計算する1次元の窒素溶脱モデルと、地下水面に達した窒素が地下水流動に伴われて移流・分散する2次元または3次元の地下水流動モデルからなる。窒素溶脱モデルについては、Birkinshaw and Ewen (2000)による改良NITSモデルやHendricks et al. (1999)によるFLOCR/ANIMOモデルなど、数多くのモデルが提案されている(Fazal et al., 2003)。しかし、これらのモデルでは、宮古島における琉球石灰岩のタンカー効果などの水理特性を適切に考慮することができない。

上述のような情勢に応える地下水質変動予測モデルを開発するためには、このような水理特性が起こるメカニズムを解明し、そのメカニズムをモデルに反映させることが必要である。本稿では、琉球石灰岩帯水層における浸透メカニズムを明らかにするために、琉球石灰岩を含む炭酸塩岩帯水層の不飽和浸透に関する既往の研究をレビューし、宮古島で地下水硝酸性窒素濃度の挙動を予測するためのモデルを開発するために、今後必要とされる課題を整理する。

II 炭酸塩岩帯水層の不均一性

空間内の任意の点から点への透水性が同じならば多孔性物質は均質であり、この状況に適合しない物質は不均質である(ドミニコ・シュワルツ, 1995)。Freeze and Cherry (1979)は不均質性を次の3つの現象に分類している。

- ① 単層や累層の内部での透水係数の連続的な増加や減少が生じる場合で、傾斜不均質と呼ばれる。
- ② 亀裂が浸透の主要な経路になっている亀裂性岩盤。
- ③ 透水性が高い層と低い層が成層構造をなしているもので、層状の不均質性である。

現象①は、扇状地や三角州の河川堆積物など堆積過程

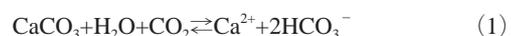
で生ずる現象であり、特定の地点における不飽和浸透を議論する場合には関係しない。

岩石における肉眼で観察できる空隙は、1次空隙と2次空隙の2種類に区別される(ドミニコ・シュワルツ, 1995)。1次空隙とは粒子と粒子の間に生じる初期空隙で、砂岩や頁岩のような粒状堆積岩や魚卵状の炭酸塩岩、多孔質の玄武岩などに存在する。2次空隙は褶曲、節理、断層などの破碎のほか、化学的風化や溶解によっても生じる(小鯛, 1984)。このような2次空隙を通過する浸透流は、現象②に相当する。

岩盤部分(マトリックス)の1次空隙率が $0.005 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ より小さい岩石では、地下水流動は亀裂などの2次空隙のみを通じて起こる(Skagius and Neretnieks, 1986)。しかし、花崗岩ではマトリックスの1次空隙率が $0.01 \sim 0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Abelin et al., 1991)、砂岩およびチョークではそれぞれ $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ および $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 程度(ドミニコ・シュワルツ, 1995)なので、マトリックスの1次空隙を通過する流動も発生しているとみられる。このため、花崗岩や堆積岩における地下水流動では、1次空隙と2次空隙の両方(二重空隙)考慮する必要がある(Novakowski and Lapcevic, 1994)。また、土壌中には、ひび割れや生物活動などによって形成されたマクロポアと呼ばれる2次空隙が存在する(Beven and Germann, 1982; 安原ら, 1992; 安池, 1996)。石黒(1994)が土壌中の粗孔隙における溶質移動について研究レビューとしてまとめているように、マクロポアを通過する卓越した浸透流については既に数多くの研究がなされているが、以下では炭酸塩岩盤の場合だけを議論することとする。なお、ここでは、マトリックスの内部における流れをマトリックスフロー、亀裂を通過する流れを亀裂フローと呼ぶ。

炭酸塩堆積物が堆積した直後から石灰岩になるまでに起こる作用を続成作用と言い、堆積物の組織的安定化(セメントや圧密による空隙率の減少)と鉱物的安定化(アラゴナイトからドロマイトへの変化)によって特徴付けられる。炭酸塩堆積物の透水性は、組織的安定化に伴う空隙へのセメントの充填によって低下する。一般的に、続成作用が起こる環境は孔隙水の化学組成や温度・圧力などの物理的条件によって、海水飽和帯、ヴァドース帯、淡水飽和帯、混合水帯、深部埋没帯の5つに区別される(トゥファオー製作所, 2004)。

鍾乳洞をはじめとする地下水面より上の陸上の環境は、ヴァドース(vadose)帯に相当する。ヴァドース帯では、空気中の二酸化炭素が溶解した雨水は、石灰岩と次式のように反応する。



ここで、反応が右へ進行すれば、石灰岩が雨水に溶解して空隙が拡大する。逆に、左へ進行すれば、石筍や鍾乳石などの二次生成物が沈殿する。石灰岩地域にお

る浅層の自由地下水面直下は、空気に接触しているため二酸化炭素が豊富に溶解していることから、(1)式の反応を右に進行させる条件がそろっている(沖村・高安, 1976)。このため、石灰岩帯水層には、現在および過去の地下水面の付近に空洞が面的に発達している(北備後台地団体研究グループ, 1969; 阿哲団体研究グループ, 1970; 河野, 1972)。琉球石灰岩分布地域にもこのような空洞が発達し、今泉ら(2002)は沖縄本島南部において連続性の良い空洞が数レベルで発達していることを明らかにしている。

現象③は、海底地すべり(タービダイト)堆積物のように砂と泥が数十cmの厚さで互層するなど層状の不均質を形成する場合や、Fig.1のように炭酸塩岩が風化

した土壌層と炭酸塩岩の境界部が相当する。炭酸塩岩におけるこの境界部は、エピカルストゾーン(浅部カルストゾーン)と呼ばれる(Peterson et al., 2002)。エピカルストゾーンは炭酸塩岩が土壌化している最前線で、炭酸塩岩層の上部風化層に対応する。このゾーンの下では深くなるのに従って割れ目の幅が小さくなるので、透水性は深度方向に減少する。その結果、開口された節理や断層を除けば、降雨の浸透は抑制される。降雨後にはこのゾーンに雨水が一時的に貯留され、ゆっくりと漏水するので、不飽和帯における地中浸透を減速し(Williams, 1983)、地表の物質の地下への進入速度を緩和しているゾーンとなっている。ここでは、この緩和機能をバッファ効果と呼ぶ。

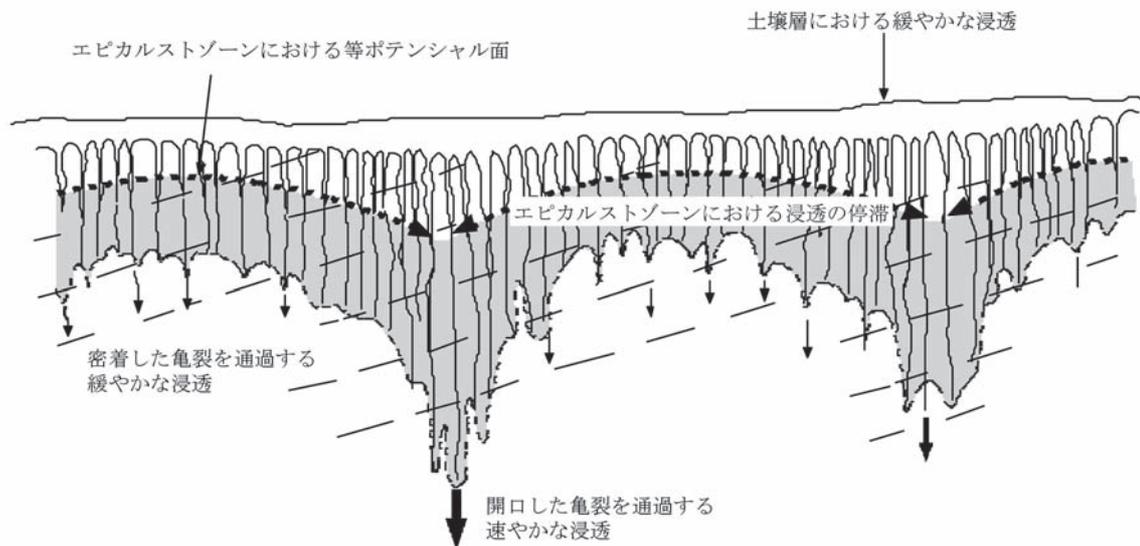


Fig.1 エピカルストゾーンにおける浸透水の貯留と高透水部への水平流動 (Williams, 1983)

Epikarst storage and lateral sub-surface flow to zones of high permeability

琉球石灰岩中に形成された空洞には、Fig.2の露頭断面のように、粘土が充填されていることがある。この粘土は、軟弱で褐～暗褐色を示し、X線分析の結果によるとカルサイト、石英、パーミキュライト、イライトなどを含有しており、表土である鳥尻マージなどの流入物と考えられることから、流入粘土と呼ばれている(沖縄総合事務局, 1983)。Fig.3は、沖縄本島南部でグラウト試験用に掘削したボーリング資料に基づく地質断面図である(今泉ら, 2002)。帯水層は砂質または碎屑性の石灰岩からなる。深さ20~22 mに、連続性がよく、試験地の鍵層となっている厚さ数10 cmの帯紅色粘土層で示される流入粘土層が分布する。流入粘土層はこれ以外の深さにも存在し、平面的にある程度連続している。

著者らは、宮古島において地下水人工涵養試験を実施した(吉本ら, 準備中)。Fig.4に調査地点におけるボーリング柱状図と1時間毎に繰り返した中性子水分検層の結果を示す。中性子水分検層の方法は、石田ら(2005)を参照されたい。調査地点では、琉球石灰岩中に流入粘

土が深さ7.65~8.00 mと9.00~9.35 mに狭在される。涵養水は、試験開始から5時間35分の間に合計5.0 m³注入された。中性子水分検層結果は、横軸に涵養開始からの経過時間、縦軸に深さで示した等計数率分布図で表している。涵養直後に、地下水面のある深さ14.4 m付近に高計数率帯が形成されていることから、毛管帯から排水が生じており(佐倉, 1989)、涵養水が亀裂を通して地下水面まで達していると考えられる。涵養開始1時間後の深さ7.5 mおよび9.5 m付近に分布する高計数率帯は、流入粘土層の位置に対応している。毛管帯からの排水は涵養開始後33時間で終了しているのに、流入粘土層付近の浸透水の貯留は50時間以上維持していることが注目される。これは、石灰岩の間隙を通過する速い浸透流に対して、一部を貯留するバッファ効果を示していると考えられる。しかし、これらの層の下位でも涵養試験開始後すぐに計数率が上がっていることから、このバッファ効果は完全に浸透水を遮水・貯留するものでなく、ある程度下方への浸透を許しているものと考えられる。

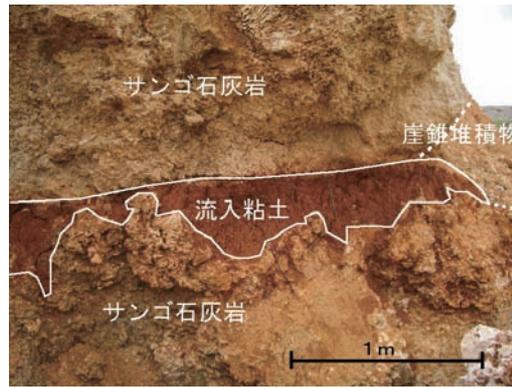


Fig.2 露頭で観察される流入粘土
Influent mud observed at outcrop

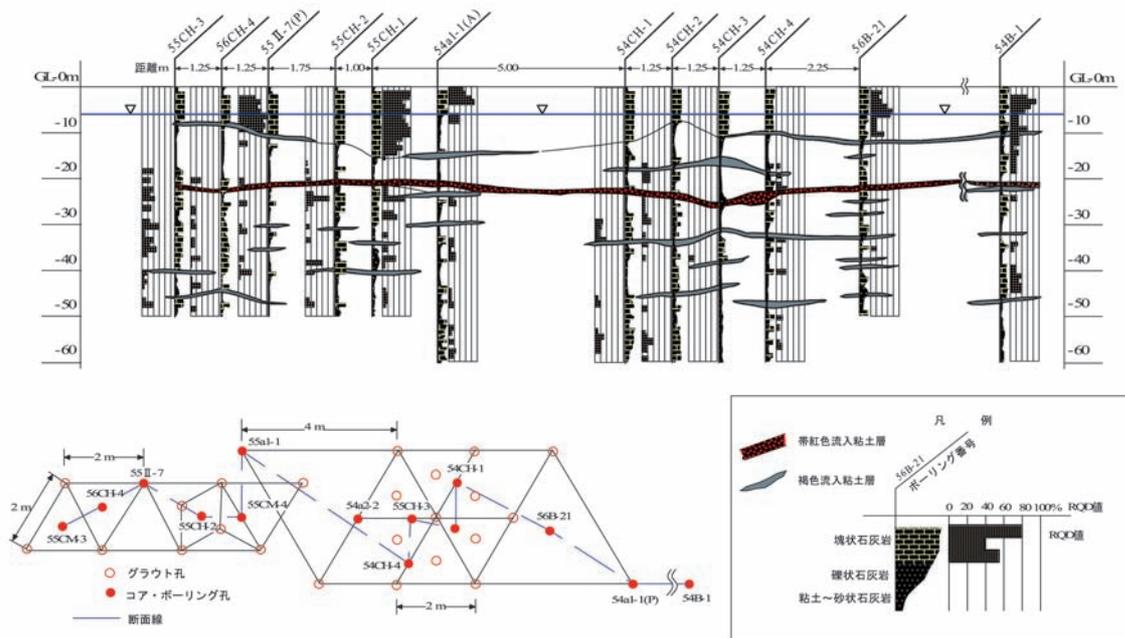


Fig.3 グラウト試験地における流入粘土の分布状況 (今泉ら, 2002)
Geological section of grouting test field

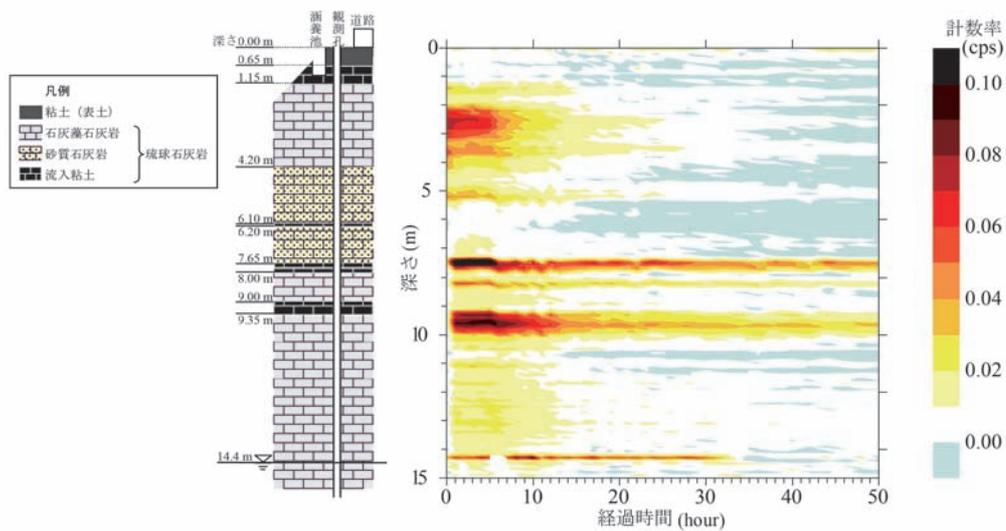


Fig.4 中性子水分検層の結果および涵養施設の断面図
Result of neutron moisture logging and section view of the test facility

III 炭酸塩岩の透水性

緻密な石灰岩の間隙率および透水係数はそれぞれ一般に $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 以下および 10^{-8} m s^{-1} 以下で難透水性であるが、破碎または溶解の部分では透水性が高くなる。間隙率 $0.02 \sim 0.27 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 、透水係数 $10^{-11} \sim 5 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ の石灰岩の間隙率が亀裂によってわずかに $0.001 \sim 0.004 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 増加することで10倍から1,000倍も透水性が増加することがある(小鯛, 1984)。一方、第四紀の琉球石灰岩のように新しい石灰岩では、続成作用が不十分で、多くは堆積物のままの状態である。地下ダム計画地区における調査事例によれば、琉球石灰岩の有効間隙率は $0.03 \sim 0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ で、透水係数は $10^{-5} \sim 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$ である(農林水産省構造改善局, 1993)。

亀裂がなく溶食されていないチョークの間隙率は $0.15 \sim 0.45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ で堆積岩の中でも最も高いが、間隙孔が微

小径であるため、透水係数は $6 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ 以下で非常に低い(Foster and Smith-Carlington, 1980)。イギリスにおけるチョークの層厚は $300 \sim 500 \text{ m}$ で、一般に、上位から上部層、中部層、下部層に区分される(Table 1)。下部層は、上位の層に比べ、微細な遠洋性生物の遺骸を多く含む泥灰質岩である。Bell (1977) はイギリスにおけるチョークの間隙率と透水係数をTable 2のように整理している。チョークの上部層の平均的な間隙率および透水係数はそれぞれ $0.470 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ および $2.8 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ で帯水層となりうるが、下位の2層は破碎がないかぎり難透水層である(小鯛, 1984)。

小鯛(1984)は、文献から堆積年代のわかっている石灰岩、苦灰岩、チョークの間隙率と透水係数の関係を片対数グラフに整理した(Fig.5)。この図から、間隙率に対して透水性は急激に減少する傾向があり、その傾向はチョークで顕著であることがわかる。

Table 1 ケンブリッジ付近の地質層序 (Carey and Lloyd, 1985)

Geological succession near Cambridge, U.K.			
時代	層序	岩相	厚さ(m)
第四紀	現代～更新世	沖積層、礫混じり粘土、ローム、砂と礫、漂礫土	< 50
白亜紀	チョーク上部層	割れ目細粒石灰岩、基底で硬質のジュール石灰岩	< 36
	チョーク中部層	割れ目細粒石灰岩、基底で硬質のジュール石灰岩	64～70
	チョーク下部層	割れ目細粒石灰岩、上位のジュール石灰岩とは分離された灰色石灰岩	55～67
	ゴールト	粘土とマール	27～43

Table 2 チョークの間隙率と透水係数 (Bell, 1977)

Porosity and permeability of chalks		
地層名	間隙率 ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	透水係数 (m s^{-1})
チョーク上部層	0.470 (0.387 ~ 0.524)	2.8×10^{-7} [[$(1.4 \sim 3.7) \times 10^{-7}$]]
チョーク中部層	0.326 (0.198 ~ 0.367)	1.4×10^{-9} [[$(0.5 \sim 2.2) \times 10^{-9}$]]
チョーク下部層	0.288 (0.255 ~ 0.329)	0.9×10^{-9} [[$(0.3 \sim 1.2) \times 10^{-9}$]]

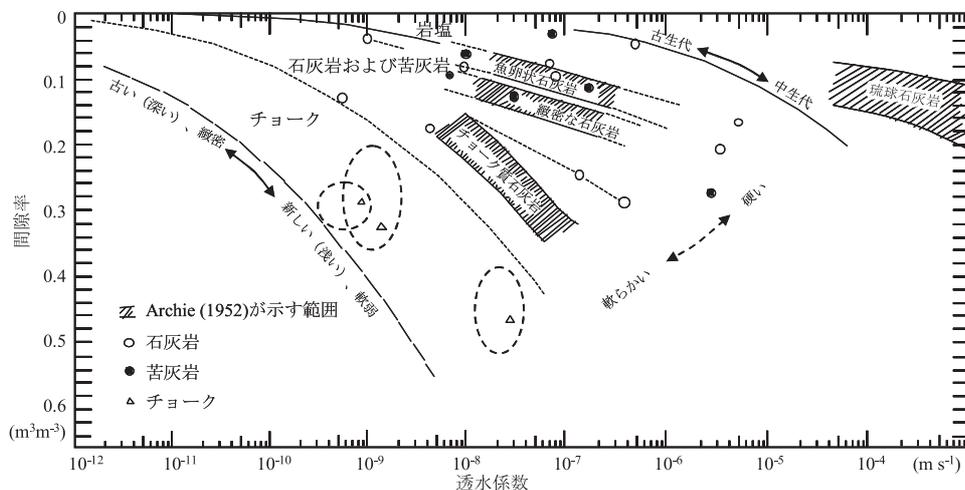


Fig.5 炭酸塩岩の間隙率と透水係数の関係 (小鯛, 1984を一部改変)

Relationship between porosity and permeability for carbonate rocks

Wellings (1984a) は、チョーク上部層が分布するイギリス・ウィンチェスター近郊の実験農場において帯水層のマトリックポテンシャルの変動を測定し、不飽和浸透の様子を調査した。Fig.6に深度ごとに観測された不飽和透水係数とマトリックポテンシャルの関係を示す。この図から、マトリックポテンシャルが0 kPaから-5 kPaまでの間に透水性が大きく変化すること、-5 kPaから-95 kPaの間では透水性

の変化が小さいことが分かる。前者は亀裂の透水性に、後者はマトリックの透水性に対応していると考えられる。すなわち、雨水が浸透することによってマトリックポテンシャルが上昇し、およそ-5 kPa以上になると透水係数が急速に増加して亀裂フローが優位になり、マトリックフローの $1\sim 3 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ から亀裂フローの $10^{-7}\sim 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ まで急増すると考えられる。

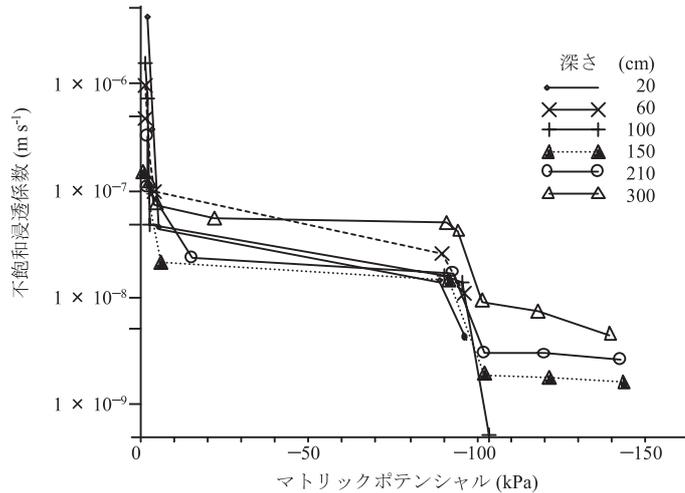


Fig.6 チョーク上部層における不飽和透水係数とマトリックポテンシャルの関係 (Wellings, 1984a)
Relationship between unsaturated permeability and matric potential for the Upper Chalk

IV 炭酸塩岩帯水層における地下水流動タイプ

サンゴや有孔虫の堆積によって形成された炭酸塩堆積物が陸化すると、地下水の循環によって、ドリネ (シンクホール), ラピエ, ウパーレ, ポリエなどのカルスト地形が形成される。これらのカルスト地形は、炭酸塩

の溶解によって絶えず発達し続ける特徴を持つ (Quinlan and Ewers, 1985)。カルスト地形の発達にともなう地下水流動の変化は、分散タイプ、混合タイプ、暗渠タイプの3段階に分類される。最初の段階の分散タイプでは、浸透水は1次間隙を通過するマトリックフローによって生じる (Fig.7 (a))。時間が経過するとともに炭酸塩の溶解に

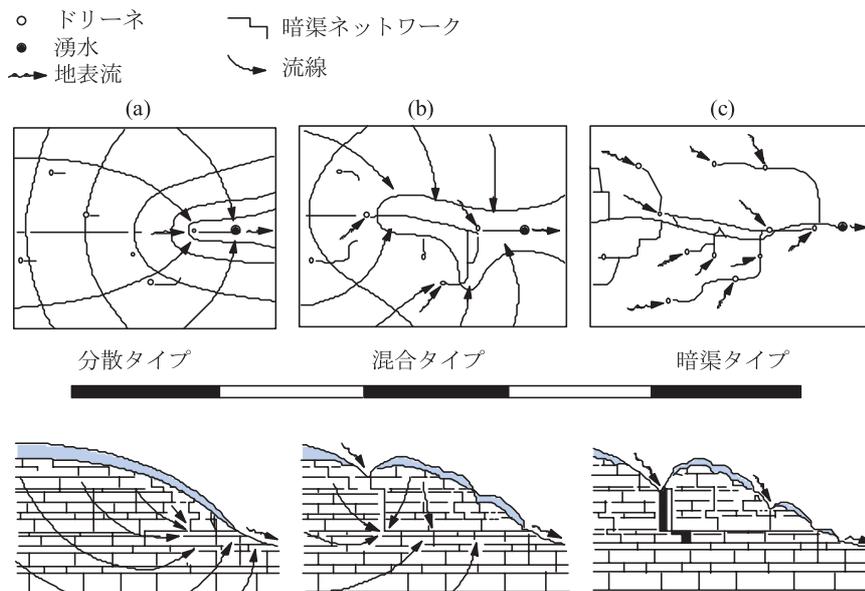


Fig.7 カルスト地形の発達と地下水流動の変化 (Quinlan and Ewers, 1985)
Development of karst terranes and change in groundwater flow

よって暗渠（洞くつ）が発達し始め、この暗渠ネットワークを通過する浸透水の割合が増大し、分散タイプから混合タイプへ移行していく（Fig.7 (b)）。ドリーネは、カルスト地形の発達において初期の段階で見られる地形である。ドリーネが発達することで、地表水が暗渠ネットワークに直接流入するようになり、暗渠ネットワークの発達がさらに促進される。カルスト地形が成熟して暗渠タイプになると、地下水の流れは暗渠ネットワークにおける主要な水みちに集中し、マトリックスフローによる地下水流動への寄与は著しく低下する（Fig.7 (c)）。

炭酸塩岩帯水層で暗渠システムが発達するためには、地下水循環システムに次のような特性が必要である。

- ① 化学的に活性な水（例えば、二酸化炭素を含む雨水）がシステムに涵養されること。
- ② 水が通過しうる間隙が存在すること。
- ③ システムから地下水が排水されること。

これらの条件がどれか1つでも欠けると、暗渠システムは発達しない（Stringfield and LeGrand, 1966）。全ての石灰岩地域の帯水層が大きな暗渠（洞くつ）を有すると限らないのはこのためである（ドミニコ・シュワルツ, 1995）。

典型的なカルスト台地である秋吉台では、数多くの鍾乳洞が発達し、暗渠ネットワークによる地下水流動が生じている。Fig.8に、秋吉台の鍾乳洞を流れる地下河川の流出量および溶存イオン濃度の変化を示す（吉村・井倉, 2000）。流出量は、ピークの遅れ時間が地表河川よりやや長いものの、通常の河川流出に近い変動特性を示している。Ca²⁺濃度は、流出ピーク時にすぐには低下せず、流量がかなり減少した時点ではじめて濃度が低下する。一方、主に海水や人的な負荷などを起源とするCl⁻濃度は、流出ピーク時に速やかに低下する。このことから、洪水時の流出に寄与する地下水には、異なる化学組成を与える複数の貯留場が存在することがわかる。吉村・井倉（2000）は、Ca²⁺濃度およびトリチウム濃度の変化をもとに流出量を分離した結果、直接流出成分が10～25%で、その大半は流出ピークの後半に観測されることを明らかにした。一方、ピーク前半は、エピカルストゾーンに貯留されていた浸透水が降雨の浸透に伴って押し出されたため、Ca²⁺濃度が高くCl⁻濃度が低い水が流出したと考えられる（吉村・井倉, 2000）。これと同様の現象は、世界各地のカルスト地域でも明らかにされている（Ford and Williams, 1989；Jennings, 1985）。

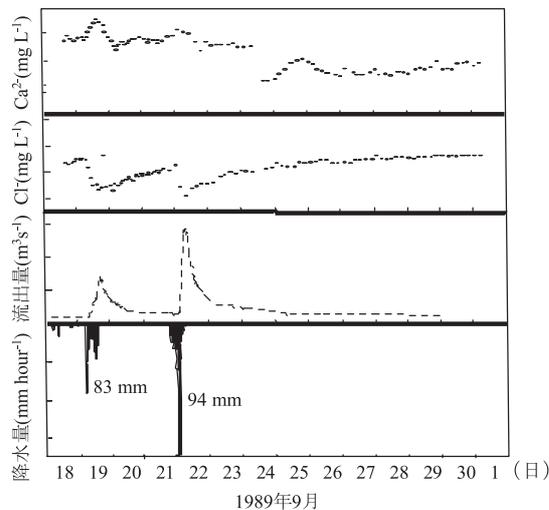


Fig.8 秋吉台・秋芳洞の地下河川における流出量とCa²⁺、Cl⁻濃度の変化（吉村・井倉, 2000）

Discharge of and concentrations of Ca²⁺ and Cl⁻ in a subterranean river in Akiyoshi-do Cave

琉球石灰岩が分布する地域には、発達したカルスト地形が広くみられる。また、沖縄本島南部の玉泉洞や沖永良部島の昇竜洞など地下河川を伴う鍾乳洞は数多く存在する。しかし、ある程度の広がりを見た場合、琉球石灰岩中の地下水流動のタイプは、暗渠タイプではなく、マトリックスフローも一定割合存在する混合タイプによるものと考えられる。吉本ら（2007）は、沖縄本島南部の地下水位の変動パターンには、降雨に反応して急激に変動するもの（タイプ1）と緩やかに変動するもの（タイ

プ2）があることを示し、タイプ1は観測地点付近に鍾乳洞が分布することから洞くつと関係した変動で、タイプ2は洞くつが存在せずマトリックスフローによる変動であるとした（Fig.9）。また、吉本ら（2007）は、流域を10小流域に区分してそれぞれをタンクモデルで表し、各タンク間をダルシー則で連結するモデルによって両タイプの地下水位変動を再現した。小路ら（1999）および初井ら（2003）は、与論島の琉球石灰岩帯水層における地下水流動を、ダルシー則を仮定した解析モデルによって

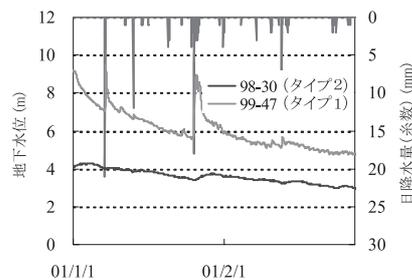


Fig.9 沖縄本島南部における地下水位変動の類別 (吉本ら, 2007)

Two types of fluctuations of groundwater levels in the southern part of Okinawa Island

再現している。これらの結果からも琉球石灰岩帯水層における地下水流動が混合タイプの流れであることを示している。

もし、炭酸塩岩地域を透水性の低い堆積物が厚く覆っているならば、炭酸塩岩は暗渠タイプにまで発達しないと考えられる (Stringfield and LeGrand, 1966)。イギリスのチョーク層は、漂礫土、砂、礫で覆われている。漂礫土は透水性が低く層理のない緻密な粘土からなり、一般に15~30 m、最大で60 m以上の厚さで分布している (Carey and Lloyd, 1985)。このため、下位のチョークには、構造運動による割れ目は発達しても、洞くつは発達しないとされる。従って、地下水流動は分散タイプまたは混合タイプであろう。

上述のように、チョークと琉球石灰岩では岩石の水文学的特性が異なる。宮古島など南西諸島に分布する琉球石灰岩における不飽和浸透について研究した例は皆無である。一方、チョーク帯水層に関しては、不飽和浸透について既に多くの研究がなされている。特に、イギリスのチョーク層は、ロンドンを中心とするイギリス南東部の重要な帯水層であることから、不飽和浸透について既に多くの研究がなされている。そのため、チョーク帯水層の例を中心に炭酸塩岩の不飽和浸透の研究をV章で概観し、チョーク帯水層の研究結果を琉球石灰岩に適用する場合の問題点をVI章で述べる。

V 炭酸塩岩の不飽和浸透研究の概要

1 環境トリチウムをトレーサとした不飽和浸透試験

炭酸塩岩の不飽和帯におけるトレーサの浸透速度は、帯水層に割れ目がなく、ピストン流 (押し出し流) であると仮定すると、次式で計算することができる (Wellings and Bell, 1980)。

$$V = (AI) / \theta \quad (2)$$

ここで、 V はトレーサの鉛直移動速度 (m s^{-1})、 AI は浸透速度 (m s^{-1})、 θ は間隙率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) である。

Smith et al. (1970) は、イギリス・バークシャー州の

試験地で、チョーク帯水層の不飽和帯におけるトリチウム濃度の分布を調べた。試験地のボーリング孔では、4 mと7~9 mの深さで明瞭なトリチウム濃度のピークが存在した。これらのピークは、1963年の降水中のトリチウム濃度のピーク (ボムトリチウムと呼ばれる) と考えられる。浸透の大部分は平均 $2.8 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ のピストン流動によって浸透していると解釈された。一方で、この試験地では、地下に浸透したとみられるトリチウムの総量の15%が12 m以上の深さに達していた。このことから、Smith et al. (1970) は、雨水のうち15%はチョーク内部の亀裂を通じて亀裂フローとして浸透していると考えた。

Foster and Crease (1974) は、チョーク帯水層のマトリックス部分の透水性が非常に低い ($6 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ 以下) ので、不飽和帯を浸透する地下水の動きは主に亀裂で発生していると考えた。Foster (1975) は、比較的速い地下水の動きは亀裂で発生するが、濃度分布から読み取られるトリチウムの下向きの移動は、亀裂を移動する水と間隙水の間拡散によって大幅に遅れると考えた。このメカニズムはOakes (1977) によって数学的に示され、イギリスの多くの水文地質学者によって支持された (Young et al., 1976; Downing et al., 1978)。

しかし、その後の調査で、畑地におけるチョーク帯水層の不飽和帯の間隙水が非常に高い濃度の硝酸塩や硫酸塩を含むことが明らかになり、不飽和帯におけるトリチウムの物質収支が徹底的に見直された (Foster and Smith-Carington, 1980)。その結果、試験地におけるチョーク帯水層の不飽和帯におけるトリチウムの総量は、蒸発散によって失われたトリチウム量を差し引いた降雨のトリチウム総量の60~70%しかなかった。Foster and Smith-Carington (1980) は、この乖離を説明するために、トリチウム濃度と土壌水分分布の関係をモデル化し、その結果から総入力量の最大20%が亀裂を通じて浸透していると考えた。

Fig.10は、イギリス南東部の試験地におけるトリチウム濃度の時間変化を示している。1970年から1977年までの間に、トリチウム濃度のピークの位置は3.5~4.0 m下方に移動している。また、実際に測定された1977年のピークは、1970年のピークが1977年までに減衰した場合の

ピークと比べて10～15%も小さい。さらに、1977年のピークの位置は、涵養量から計算される移動量の60%程度しか降下していなかった。このような物質収支の不

足は、次項でも述べるように、水平方向の亀裂網による水平流動の発生によってトレーサが物質収支の系外へ流出してしまうためと考えられる。

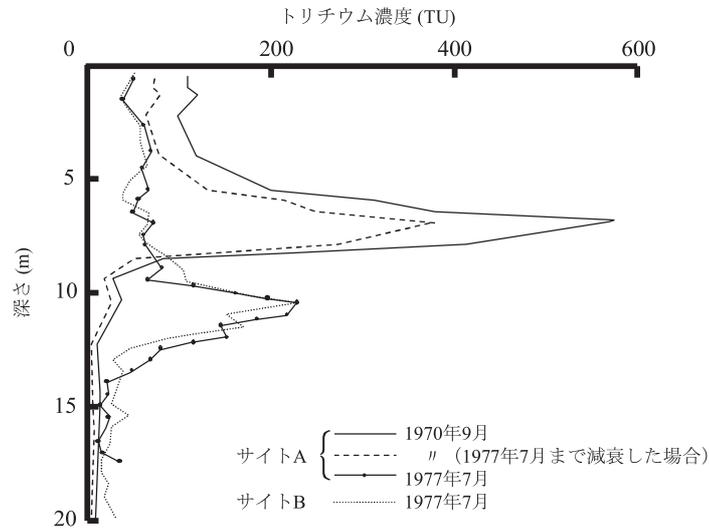


Fig.10 イギリス南東部のチョーク帯水層におけるトリチウムの鉛直分布 (Foster and Smith-Carington, 1980)
Tritium profile of unsaturated chalk in southeastern part of England

2 人工トレーサによる不飽和浸透試験

Black and Kipp (1983) は、涵養施設において発生させた定常的な浸透における人工トレーサの移動を追跡した。チョークのマトリックス部分の粒径は、0.2～0.5 mmが12.4%、粗粒砂に相当する0.5～1.0 mmが1.7%、1.0～1.5 mmが51.6%、1.5～2.0 mmが34.4%で、マトリックスの1次間隙に相当する間隙率は19%、亀裂などの2次間隙に相当する間隙率は40%である。トレーサとして放射性同位体である ^{82}Br を使用し、 γ 線プローブによってトレーサの挙動を測定した。涵養施設の不飽和帯は、表層土壌を剥ぎとり、厚さ11 mのチョーク下部層のみとし

た。トレーサ適用前に灌水して不飽和流動を一定とし、 ^{82}Br トレーサをじょうろで散布した後に涵養水でトレーサを下方に押し出した。

Fig.11にトレーサの挙動の典型例を示す。小さなパルスは23時間後には8 m以上の深さまで到達するなどかなりの深度まで高速に移動したが、一方で、大半の放射能を含む大きなパルスはゆっくりと深度2 mまで降下した。トレーサの物質収支を計算したところ明らかに収支が不均衡であり、その原因として γ 線測定法の誤差か、あるいは浸透水の水平流動によるトレーサの系外流出が考えられた。もし水平流動が発生しているとすれば、それは

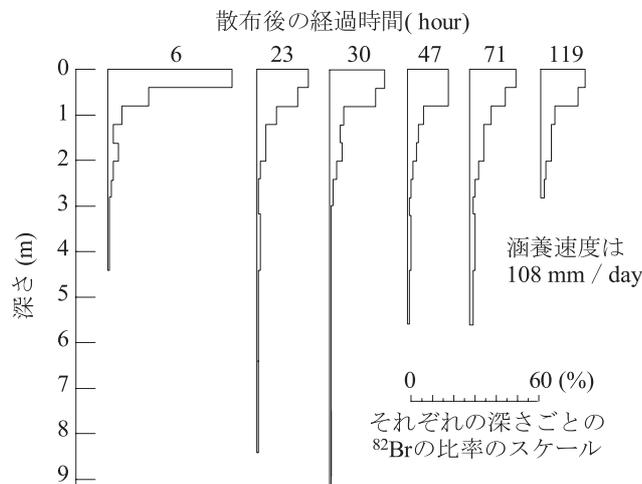


Fig.11 イギリスのチョーク帯水層における ^{82}Br トレーサの鉛直分布 (Black and Kipp, 1983)
 ^{82}Br profile of unsaturated chalk in England

ボーリング孔と交差しない水平方向の亀裂によるものであり、測定結果と実際の水の動きとの間にはかなりの相違があるといえる。

Dahan et al. (1999) は、イスラエルの北ネゲヴ砂漠で、チョーク帯水層における天然の亀裂網を通る不飽和浸透流の実態を調査するために、数種類の人工トレーサを使用した涵養試験を行った。まず、浸透装置として、表土を剥いで平坦に整形されたチョーク層の上面に、鉛直方向に入った亀裂5.3 mに沿って25 cm毎に区切った浸透升21個(幅40 cm)を並べた。そして、浸透升から1 mの深さに幅25 cm、長さ4.3 mの水平な横穴を掘り、長さ20 cmごと採水升を21個設置した。試験は5日間実施され、トレーサ観測からどの浸透升の水がどの採水升に到達するかについて明らかにした。

Fig.12に、2回の試験における浸透升と採水升の到達経路を示す。接続線の種類は、各経路の相対的な寄与を表す。ほんの1 mの深さにもかかわらず、鉛直な経路は殆どなく、いくつかの経路は混合することなく互いに交

差している。到達経路は時間によって変化する。採水升6では、最初の試験で到達した水の大部分は浸透升3由来だったが、2回目の試験では浸透升3からの浸透は僅かになり、代わって最初の試験では僅かな寄与だった浸透升8からの浸透水が2回目では大半を占めた。

浸透升から採水升までの到達時間は、早い流れの経路(例えば採水升No. 10)で数分、非常に遅い流れの経路(例えば採水升No. 4)で1時間であった。浸透水のうち70%以上は、開口した亀裂のうち20%以下のみの部分を通していった。異なる経路のトレーサが混合していないこと、ならびに到達した浸透水の量と濁度との間に相関があることから、Dahan et al. (1999) は、亀裂の充填物の分布によって別々の経路が形成され、それらの経路は合流しないものと考えた。また、破過曲線が二重間隙を示唆するテーリングを有さず、左右対称な形状を示すことから、Dahan et al. (1999) は、これらの試験における浸透は亀裂のみを経路として発生したと考えた。

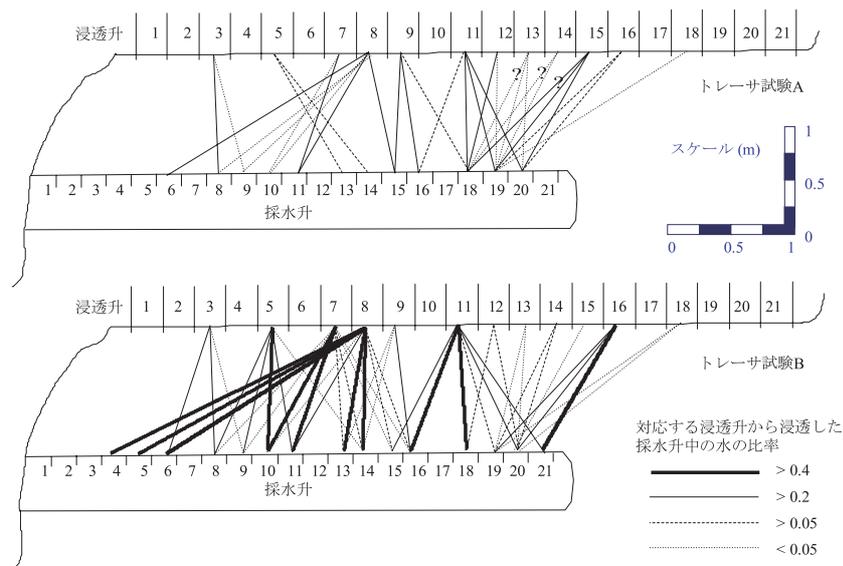


Fig.12 イスラエル・北ネゲヴ砂漠での浸透試験における不飽和浸透流の到達経路 (Dahan et al., 1999)

Flow trajectories in unsaturated percolation test in the northern part of the Negev Desert

3 窒素肥料の流出と降下浸透速度

上述の環境トリチウムや人工トレーサを用いた研究では、チョークあるいは石灰岩を覆う土壌が薄い、あるいは土壌が除去された条件で試験がなされていた。このため、エピカルストゾーンにおけるバッファ効果は明らかにされなかった。ここでは、エピカルストゾーンを含めた不飽和帯における浸透過程を肥料由来の窒素をトレーサと捉え、エピカルストゾーンにおける挙動も含めて研究した事例を示す。

Peterson et al. (2002) は、アメリカ合衆国有数の農業地帯であるアーカンソー州の石灰岩台地に位置する畑地

において、不飽和帯水層の間隙水中の硝酸性窒素濃度の鉛直分布をボーリングコア抽出液の分析結果から明らかにした。深度方向にいくつか存在する濃度ピークの位置を肥料の施用時期と対応させた結果、降下速度は $2.0 \sim 2.3 \times 10^{-8} \text{ mg L}^{-1}$ と推定された。また、エピカルストゾーンである深さ2.5 mにも高濃度帯が存在した。下流の湧水中の硝酸性窒素濃度は平均 5.07 mg L^{-1} で比較的一定であった。しかし、豪雨時には、硝酸性窒素は $2.74 \sim 4.79 \text{ mg L}^{-1}$ の範囲で変化し、平均で 4.09 mg L^{-1} まで希釈が起っていた。1997年の湧水流出量のデータから計算した結果、合計22,000 kgの硝酸性窒素が湧水から流出していた。1997年

に15回発生した豪雨の期間中に湧水から流出した硝酸性窒素は合計5,700 kgで、総硝酸性窒素量の26%であった。湧水流出量の変動から豪雨が湧水に影響を与えるのは1事象あたり平均5日間と見積られるので、窒素負荷量全体の26%が比較的短い時間で流出されたことになる。一方、残りの74%は非豪雨時に流出しており、Peterson et al. (2002) はその74%がマトリックスフローによるものと考えた。

Wellings (1984b) は、チョーク上部層が分布するイギリスの実験農場の3 m×5 mの敷地において、10週間おきにボーリング孔を掘削し、採取されたコアの抽出液の硝酸性窒素濃度と塩化物イオン濃度を測定した。そして、これらの濃度の鉛直分布の変化から浸透過程を検討した。表層の地質層は、25 cmまで暗茶色のシルト質粘土で、25 cmから1.5 mまでは亀裂が発達したチョークにチョーク礫を含む土壤が混在する。

Fig.13に、3地点の春大麦畑における硝酸性窒素濃度の鉛直分布の変化を示す。窒素分を含む肥料は各年の5月に施用され、それに伴って表層付近の硝酸性窒素濃度が上昇した。深さ0~1 mの浅部における濃度は、4月から8月の間に低下し、12月から1月の間に上昇した。このことから、春から夏にかけて大麦による硝酸性窒素の吸収が起こり、一方、継続的な肥料の無機化によって表土に蓄積した硝酸性窒素が冬の降雨によって溶脱するものと

考えられる。このようにして発生した地表付近の硝酸性窒素濃度のピークは、冬から春にかけて全体的に低下した後、夏から秋にかけて土壤とチョークの接点で停滞する傾向を示す。この挙動は、同時に測定した塩化物イオン濃度の鉛直分布の挙動も同様であった。塩化物イオンはカリウム肥料（塩加）として各年5月に施用されたが、施用期間が短かったため、鉛直分布におけるピークが良く保存され、挙動をより明瞭に追跡することができた。さらに、重水素で標識された水を用いた涵養試験においても、重水素同位体比のピークが夏から秋までエピカルストゾーンに貯留され冬に降下する様子が示された。

窒素収支をTable 4に示す。行方不明の窒素の量は、土壤に保存されていた硝酸性窒素と考えられる。実験農場における平均浸透速度は $1.1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ で、チョークの間隙率を0.41としてピストン流動を仮定すると、 $2.7 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ の降下速度になる。

Andrews et al. (1997b) は、チョーク下部層が分布しているイギリス・ケンブリッジシャー州に位置する農場において施用した汚泥からの硝酸性窒素の溶脱を調査した。窒素肥料として液体の未成熟汚泥（LUS）を施用し、3ヶ月毎に0.3 m間隔で深さ6 mまでコアを採取し、コア抽出液の硝酸性窒素濃度を測定した。なお、この農場では1970年代の半ば以来、ほぼ3年毎にLUSが施用されている。

Table 4 窒素施用量、吸収量および溶脱量 (Wellings, 1984b)

Nitrogen applied, removed as grain and straw, and leached as nitrate				
地点	窒素施用量	作物吸収	溶脱	行方不明の窒素
5	1,600	1,420	690	-510
6	2,400	1,470	860	+70
7	3,200	1,850	910	+440

(単位は t m^{-2})

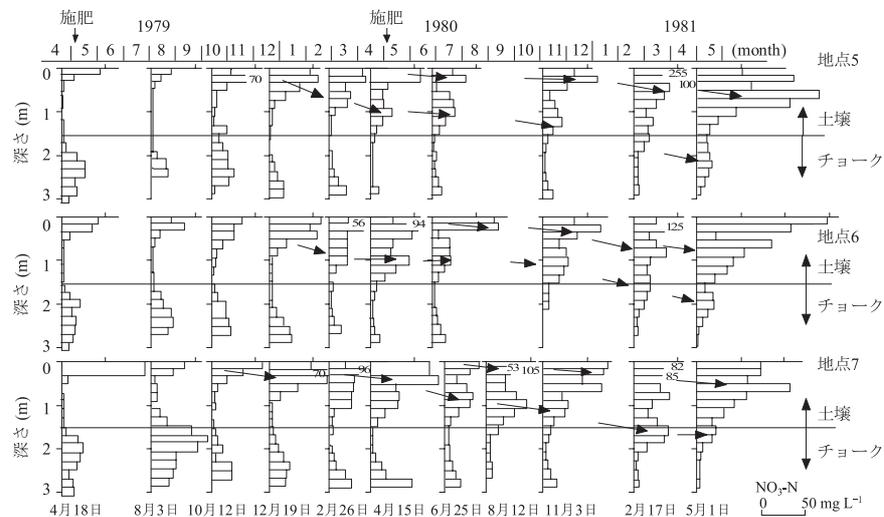


Fig.13 1979年から1981年の麦畑下のチョーク不飽和帯における硝酸性窒素濃度 (Wellings, 1984b)

Nitrate nitrogen concentrations in chalk pore waters beneath barley plots, 1979-1981

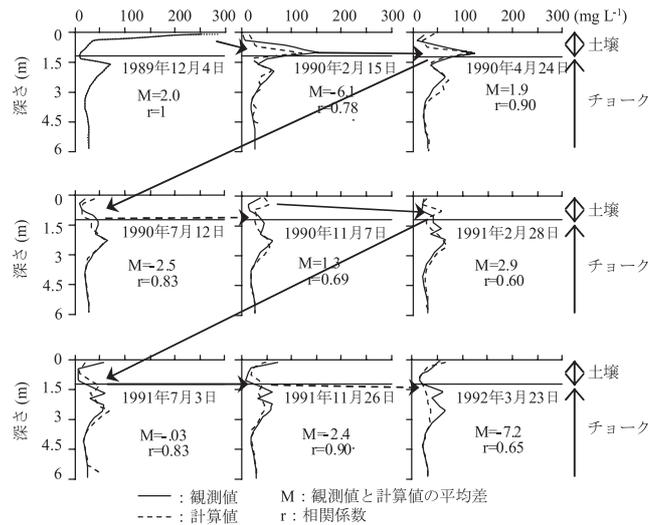


Fig.14 農場における硝酸塩濃度の鉛直分布 (Andrews et al., 1997b)

Nitrate mass profiles in a farm

Fig.14に、農場における硝酸塩 (NO_3^-) 濃度の鉛直分布を示す。この農場では、1985年に散布したLUSに関係するとみられるピークが、深さ2 m付近に調査期間を通じて存在していた。1989年12月に土壤層の上部に存在したピークは、1990年2月には土壤とチョークの接触点であるエピカルストゾーンまで達した。その後、1990年4月時点ではピークの大きさを維持してエピカルストゾーンに留まっていたが、1990年7月にはかなり小さくなり、1991年2月にピークは消滅した。その後、1991年後半から1992年にかけて土壤層の上部に高濃度の硝酸性窒素が分布し、ピークが降下するにつれてピークの大きさが低下するが、エピカルストゾーンには低いピークが残る傾向があった。このことから、エピカルストゾーンは溶質の下方移動に大きな遅延効果を与えていることがわかる。なお、一連の観測結果から、平均降下速度は $6 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ と見積もられた。また、2回のLUS施用の結果として、浸透速度が $3.2 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ の涵養では最初はピークが2つ観測され、数年後にピークが重なる場合があったが、浸透速度が $1.3 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ ないし $2.2 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ の場合は1つのピークのみ観測された。

これらの調査から、硝酸性窒素のピークはエピカルストゾーンに停滞する傾向があること、ならびに硝酸性窒素のピークは過去数年間の汚泥の適用履歴と涵養量との相互作用から生じることが明らかになった。

VI 炭酸塩岩帯水層における地下水質動態モデル構築へ向けての諸問題

本稿で取り上げた事例における不飽和浸透特性をTable 5にまとめた。IV章で、チョーク帯水層の地下水流動タイプ (Fig.7) は拡散タイプまたは混合タイプであるとしたが、Dahan et al. (1999) のイスラエル・北ネ

gev砂漠のチョークは暗渠タイプに分類した。これは、マトリックスの透水係数が $2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ 以下と非常に小さいため、すべての浸透水が亀裂を通過していることによる。イスラエルのチョーク帯水層は、2次間隙の発達の方がイギリスと異なっているため、透水係数が小さくなるのかもしれない。

混合タイプとしたチョーク帯水層の亀裂フローの比率は、Smith et al. (1970) の事例で15%、Foster and Smith-Carlington (1980) の事例で最大20%など、大半の事例においてマトリックスフローの方が大きな割合を占めていた。Wellings (1984a) によれば、チョーク帯水層のマトリックスポテンシャルがおよそ -5 kPa 以上になると透水係数が急速に増加して亀裂フローが優位になると考えられる。ここでは、イギリス・ウィンチェスター近郊のチョーク帯水層 (Wellings, 1984b) を拡散タイプに分類したが、これは測定期間中の降雨強度が1日あたり $1 \sim 3 \text{ mm}$ ($1 \sim 3 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$) であり、Brack and Kipp (1983) などによる実験と比較して非常に緩やかな涵養量であったため、亀裂フローを観測できなかったことによる。チョークを除く石灰岩帯水層の研究事例については、暗渠タイプの秋吉台 (吉村・井倉, 2000) と混合タイプのアメリカ合衆国・アーカンソー州 (Peterson et al., 2002) の2例しか収集できなかった。秋吉台では、エピカルストゾーンに貯留されていた浸透水が降雨に伴う押し出しによって直接流出より先に流出し、洪水時の主要な流出成分を構成している。アーカンソー州の例では、施肥による高濃度帯が $2.0 \sim 2.3 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ の速度で降下しているが、下流の湧水では季節による濃度変化が無く、ほぼ一定した濃度で硝酸性窒素が流出していた。これは、深さ2.5 mのエピカルストゾーンに貯留された硝酸性窒素がバッファ効果によって平滑化されて降下していることを意味していると考えられる。

Table5 本稿で取り上げた事例における不飽和浸透特性
 Properties of unsaturated percolation in the cases taken up for this report

国・地方	調査方法	地質・時代	流動タイプ	浸透速度 (m s ⁻¹)	亀裂フローまたはマトリックスフローの割合	文献
イスラエル・北ネゲヴ砂漠	人工トレーサ試験	チョーク・古第三紀	暗渠タイプ	(人工涵養)	亀裂フローのみ発生	Dahan et al. (1999)
イギリス・パークシャー州	コア抽出液のトリチウム鉛直分布	チョーク上部層・白亜紀後期	混合タイプ	2.8×10^{-8}	亀裂フローは15%	Smith et al. (1970)
イギリス・ドーセット州	コア抽出液のトリチウム鉛直分布	チョーク上中部層・白亜紀後期	混合タイプ	3×10^{-8}	亀裂フローは最大20%	Foster and Smith-Carington (1980)
イギリス・(涵養施設)	人工トレーサ試験	チョーク下部層・白亜紀後期	拡散タイプ	(人工涵養)	亀裂フローは一部のみ	Black and Kipp (1980)
イギリス・ウインチェスター近郊	コア抽出液の硝酸性窒素鉛直分布	チョーク上部層・白亜紀後期	拡散タイプ	2.7×10^{-8}	マトリックスフローが主	Wellings (1984b)
イギリス・ケンブリッジシャー州	コア抽出液の硝酸性窒素鉛直分布	チョーク下部層・白亜紀後期	拡散タイプ	6×10^{-9}	亀裂フローは殆ど発生しない	Andrews et al. (1997b)
日本・秋吉台	地下河川の流量・イオン濃度測定	石灰岩・石炭紀	暗渠タイプ		直接流出成分が10~25%	吉村・井倉 (2000)
アメリカ合衆国・アーカンソー州	コア抽出液の硝酸性窒素鉛直分布	石灰岩・カンブリア～オルドビス	混合タイプ	$2.0\sim 2.3 \times 10^{-9}$	マトリックスフローは74%	Peterson et al. (2002)

これらの研究から、混合タイプの地下水流動地域では、浸透水全体の15~25%が亀裂フローによって比較的速やかに地下水面に達し、一方で75~85%はマトリックスフローによって $2\sim 6 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ のゆっくりした速度で地下水を涵養しているタンカー効果があることが推定された。マトリックスフローによる緩やかな浸透水の降下と降雨後の速やかな地下水面上昇は一見矛盾した現象のように思われる。この現象を説明するためにいくつかの説が提案されているが(樞根ら, 1980; 佐倉, 1989; 田中, 1998a; 1998b), 一般化されるまでには至っていない。しかし、混合タイプの流域における地下水の硝酸性窒素濃度は、亀裂フローによって速やかに地下水面に到達した最近の雨水と、マトリックスフローによってゆっくりと浸透した古い雨水との混合による濃度を示していることは間違いないと思われる。宮古島において施肥による窒素負荷が地下水質に反映されるまで約7年を要する事実(田代・高平, 2001; Ishida et al., 2006)は、加治道水源における地下水水面が約10mの深さにあること(宮古広域圏事務組合・宮古島地下水水質保全対策協議会, 2005)から、マトリックスフローによる硝酸性窒素の移動が約 $5 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ のゆっくりとした速度であることを意味する。このようなゆっくりとした浸透水の降下は、Fig.4で示したように琉球石灰岩中に挟在する透水性の低い流入粘土層が降雨時に発生する降下速度の大きい浸透水を一時的にトラップすることで説明されると思われる。しかし、どれだけの浸透水がどの程度の時間トラップされるかについては今後の課題である。これを明らかにするためには、チョーク帯水層における野外でのトレーサ試

験や環境同位体の研究と同様に降下物質の収支を調査する必要がある。

Carey and Lloyd (1985) は、イギリスのケンブリッジ周辺のチョーク分布域における地下水硝酸性窒素濃度の変動を経験式に基づいた分布型輸送モデルで表現し、チョーク帯水層を降下する硝酸性窒素の施肥からの遅れ時間を推定した。対象地域の不飽和帯水層の厚さの分布をFig.15に示す。このモデルでは、対象地域を1 km²のメッシュに分割し、それぞれのメッシュの不飽和帯と飽和帯を上下2層の直方体セルに分割した。また、既往の文献から亀裂フローの割合を10%、マトリックスフローの平均降下速度を $1.4 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ と仮定した。計算の結果、Fig. 15に示されるように、遅れ時間は不飽和帯水層の厚さに依存し、大部分で50年以上であると推定された。

また、Andrews et al. (1997a) は、不飽和帯水層を多数の層状のセルに分割した1次元窒素溶脱モデルであるIMPACTを用いて、イギリスのチョーク不飽和帯水層における硝酸性窒素の降下を推定する手法を示した。Fig.16にモデルの概念図を示す。モデルではセルを土壌層とチョーク層で区分し、チョーク層については、Wellings and Cooper (1983) およびWellings (1984a) に従い、降下速度が $3.5 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ を超えるとマトリックスフローだけでなく亀裂フローも発生すると仮定した。このモデルをイギリス・ケンブリッジシャー州の農場に適用したところ、観測された硝酸塩濃度の鉛直分布をよく再現した(Fig.14; Andrews et al., 1997b)。

これらのシミュレーションモデルは、イギリスのチョーク帯水層を対象とし、既往の研究で得られたチョーク帯水層における水および溶質の浸透特性を反映

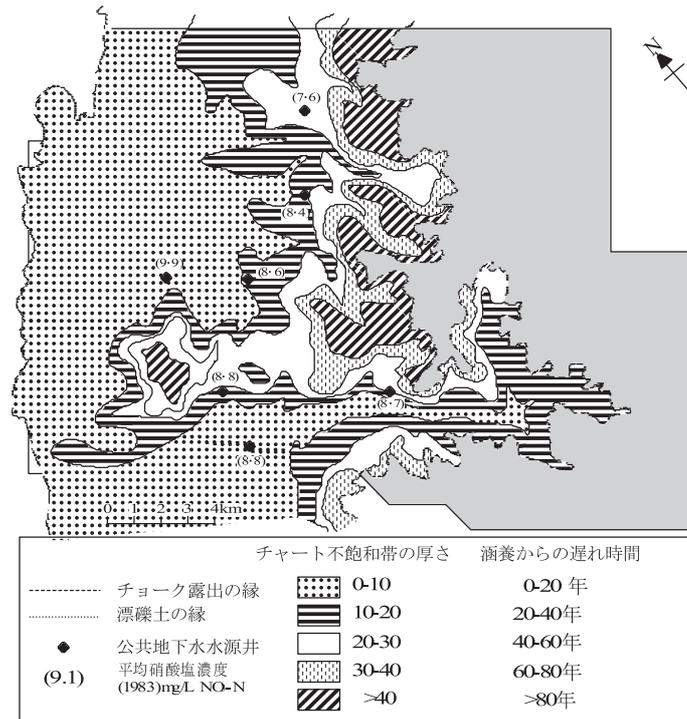


Fig.15 イギリス・ケンブリッジ周辺における不飽和帯水層の厚さ分布および窒素負荷の遅れ時間 (Carey and Lloyd, 1985)
Average thickness of the Chalk unsaturated zone and decay for nitrate to pass through the unsaturated zone near Cambridge, U.K.

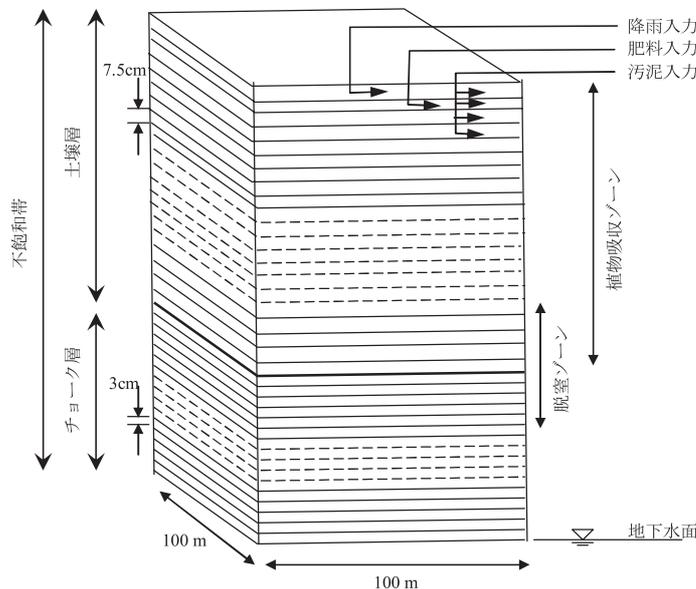


Fig.16 イギリスのチョーク帯水層に適用した1次元窒素溶脱モデル (IMPACT) の概念図 (Andrews et al., 1997a)
Model structure of IMPACT for the Chalk aquifer in U.K.

することにより良好な計算結果を得ている。宮古島など琉球石灰岩分布地域にこのようなモデルを適用するためには、チョーク帯水層における研究と同様に琉球石灰岩における浸透特性を十分に把握した上でモデルに反映させることが必要である。

VII 結 言

化学肥料やバイオ燃料生産過程で発生する廃液などの窒素負荷が琉球石灰岩帯水層へ与える影響を予測する地下水質変動予測モデルを開発するために、琉球石灰岩を含む炭酸塩岩帯水層における不飽和浸透に関する既往の

研究をレビューした。更に、今後解明が必要とされる研究課題について検討した。結果をまとめると下記のとおりである。

- ・ 炭酸塩岩の岩盤部と土壤層の境界点であるエピカルストゾーンでは、浸透水および溶質の進入を緩和するバッファ効果がある。イギリスのチョーク地域では、施肥した硝酸性窒素は地表から土壤層を緩やかに降下した後、エピカルストゾーンで一時的に停滞する現象が観測された。また、アメリカの石灰岩地域の湧水では、季節による濃度変化が起きない現象が観測された。
- ・ 炭酸塩岩帯水層には、現在および過去の地下水面の付近に空洞が面的に発達している。特に、琉球石灰岩内部の空洞には、しばしば流入粘土が充填している。この流入粘土は、浸透水をトラップするなど、エピカルストゾーンと同様にバッファ効果を有すると思われる。
- ・ イギリスのチョーク帯水層における不飽和浸透では、マトリックポテンシャルが -5 kPa以上のときに亀裂フローが優位になる。
- ・ 既往の研究事例では、大半の炭酸塩岩帯水層でマトリックフローが大きな割合を占めていた。事例の多くを占めるイギリスのチョーク帯水層では、浸透水全体の15~25%が亀裂フローによって比較的速やかに地下水面に達し、一方で75~85%はマトリックフローによって $2\sim 6\times 10^{-9}$ m s⁻¹のゆっくりした速度で地下水を涵養している。
- ・ 琉球石灰岩内部の空洞に存在する流入粘土に、どれだけの浸透水がどの程度の時間トラップされるかについては今後の課題である。これを明らかにするためには、チョーク帯水層における野外でのトレーサ試験や環境同位体研究と同様に降下物質の収支を調査する必要がある。
- ・ チョーク帯水層では、地上の施肥が地下水中の濃度に反映される遅れ時間を考慮したモデルが開発されている。これらのモデルを琉球石灰岩で適用する場合には、チョークと琉球石灰岩との間隙発達過程の違いや不飽和浸透特性の違いを明らかにしなければならない。

参考文献

- 1) Abelin, H., Birgersson, L., Moreno, L., Widen, H., Agren, T., and Neretnieks, I. (1991) : A large-scale flow tracer experiment in granite 2: results and interpretation. *Water Resources Research*, 27 (12), 3119-3135.
- 2) 東田盛善・宮里 健・伊敷 牧・渡久山章 (2003) : 沖縄県宮古諸島における陸水の水質形成に関する研究. *地下水学会誌*, 45 (2), 115-132.
- 3) 農林水産省構造改善局 (1993) : 地下ダム計画・設計技術指針 (第3次案). 188p.
- 4) Andrews, R. J., Lloyd, J. W. and Lerner, D. N. (1997a) : Modelling of nitrate leaching from arable land into unsaturated soil and chalk: 1. Development of a management model for applications of sewage sludge and fertilizer. *Journal of Hydrology*, 200, 198-221.
- 5) Andrews, R. J., Lloyd, J. W. and Lerner, D. N. (1997b) : Modelling of nitrate leaching from arable land into unsaturated soil and chalk: 2. Model confirmation and application to agricultural and sewage sludge management. *Journal of Hydrology*, 200, 198-221.
- 6) 阿哲団体研究グループ (1970) : 洞くつ地質学ノート5. 阿哲台の鍾乳洞と河岸段丘. *地球科学*, 24(6), 225-227.
- 7) Bell, F. G. (1977) : A note on the physical properties of the chalk. *Engineering Geology*, 11, 217-225.
- 8) Beven, K. and Germann, P. (1982) : Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18, 1311-1325.
- 9) Birkinshaw, S. J. and Ewen, J. (2000) : Nitrogen transformation component for SHETRAN catchment nitrate transport modelling. *Journal of Hydrology*, 230, 1-17.
- 10) Black, J. H. and Kipp, K. L. (1983) : Movement of tracers through dual-porosity media — experiments and modelling in the Cretaceous Chalk, England. *Journal of Hydrology*, 62, 287-312.
- 11) Carey, M. A. and Lloyd, J. W. (1985) : Modelling non-point sources of nitrate pollution of groundwater in the Great Ouse Chalk, U.K. *Journal of Hydrology*, 78, 83-106.
- 12) Dahan, O., Nativ, R., Adar, E. M., Berkowitz, B. and Ronen, Z. (1999) : Field observation of flow in a fracture intersecting unsaturated chalk. *Water Resources Research*, 35 (11), 3315-3326.
- 13) ドミニコ, P. A.・シュワルツ, F. W. (1995) : 地下水の科学I —地下水の物理と化学— (大西有三 監訳). 土木工学社, 東京, 235p.
- 14) Downing, R.A., Smith, D. B. and Warren, S. C. (1978) : Seasonal variations of tritium and other constituents in groundwater in the Chalk near Brighton, England. *Journal of the Institution of Water Engineers and Scientists*, 32, 123-136.
- 15) European Commission (2002) : Implementation of council directive 91/676/EEC Concerning the protection of waters against pollution caused by nitrates from agricultural sources. European Commission, Luxembourg.
- 16) Fazal, M. A., Imaizumi, M., Ishida, S., Kawachi, T., Tsuchihara, T., Takeuchi, J. and Alam, A. H. M. B. (2003) :

- Review on groundwater nitrate contamination: causes, effects and remedies — a guideline for efficient management strategies. 雨水資源化システム学会誌, 8 (2), 15-33.
- 17) Ford, D. and Williams, P. (1989) : Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, London, 320p.
- 18) Foster, S. S. D and Crease, R. I. (1974) : Nitrate pollution of Chalk groundwater in East Yorkshire — a hydrogeological appraisal. Journal of the Institution of Water Engineers and Scientists, 28, 178-194.
- 19) Foster, S. S. D. (1975) : The Chalk groundwater tritium anomaly — A possible explanation. Journal of Hydrology, 25, 159-165.
- 20) Foster, S. S. D. and Smith-Carlington, A. (1980) : The interpretation of tritium in the Chalk unsaturated zone. Journal of Hydrology, 46, 343-364.
- 21) Freeze, A. R. and Cherry, J. A. (1979) : Groundwater, Prentice Hall Inc., Englewood Cliff, 604p.
- 22) Hendriks, R. F. A., Oostindie, K. and Hamminga, P. (1999) : Simulation of bromide tracer and nitrogen transport in a cracked clay with the FLOCR/ANIMO model combination. Journal of Hydrology, 215, 94-115.
- 23) 今泉眞之・奥島修二・塩野隆弘 (2002) : 琉球石灰岩洞くつの空間分布特性—米須地下ダム流域を例として—, 農業土木学会論文誌, 217, 89-100.
- 24) 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), 207-219.
- 25) Ishida, S., Tsuchihara, T. and Imaizumi, M. (2006) : Fluctuation of NO_3^- - N in groundwater of the reservoir of the Sunagawa Subsurface Dam, Miyako Island, Japan. Paddy and Water Environment, 4 (2), 101-110.
- 26) 石黒宗秀 (1994) : 土壤中の溶質移動におよぼす粗間隙の影響. 日本土壤肥科学雑誌, 65 (3), 349-356.
- 27) 川西琢也・川島博之・尾崎保夫 (1991) : 地下水の硝酸態窒素濃度の上昇と農業生産—諸外国の研究事例のとりまとめと今後の課題—. 用水と廃水, 33 (9), 17-28.
- 28) Jennings, J. N. (1985) : Karst Geomorphology. Basli Blackwell, Oxford, 293p.
- 29) 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, 225-227.
- 30) 北備後台地団体研究グループ (1969) : 鍾乳洞の形成期について. 地質学雑誌, 75, 281-287.
- 31) 近藤洋正・田瀬則雄・平田健正 (1997) : 沖縄県宮古島における地下水中の硝酸性窒素の窒素安定同位体比について. 地下水学会誌, 39 (1), 1-15.
- 32) 越野正義 (1991) : イギリスにおける水の硝酸塩汚染問題. 肥料, 60, 28-39.
- 33) 小鯛桂一 (1984) : 岩盤透水性のグラフ表示. 地質調査所月報, 35 (9), 419-434.
- 34) 河野通弘 (1972) : 秋吉台における石灰洞の形成について. 岩井淳一教授記念論文集, 319-331.
- 35) 熊澤喜久雄 (1999) : 地下水の硝酸性窒素汚染の現況. 日本土壤肥料科学雑誌, 70 (2), 207-213.
- 36) 国包章一・真柄泰基 (1984) : 地下水の窒素汚染とその原因に関する基礎的考察. 衛生工学研究論文集, 20, 121-130.
- 37) 宮古広域圏事務組合・宮古島地下水水質保全対策協議会 (2005) : 平成16年度宮古島地下水水質保全調査報告書. 128p.
- 38) 初井和朗・小路順一・中川 啓・神野健二 (2003) : 地下水涵養を考慮した非混合アプローチによる海水侵入解析—離島における地下水資源の保全と開発に関する研究—. 農業土木学会論文誌, 224, 81-87.
- 39) 長田実也 (1993) : 宮古島の地下水水質現況と水質保全の取組み. 農業土木学会誌, 61 (4), 331-335.
- 40) 中西康博・山本洋司・朴 光来・加藤 茂・熊澤喜久雄 (1995) : $\delta^{15}\text{N}$ 値利用による地下水硝酸性窒素起源推定法の考案と検証. 日本土壤肥料科学雑誌, 66 (5), 544-551.
- 41) 中西康博・高平兼司・下地邦輝 (2001a) : 地下水窒素汚染における起源別窒素負荷率の重回帰法による推定. 日本土壤肥料科学雑誌, 72 (3), 365-371.
- 42) 中西康博・池間昌克 (2001b) : 沖縄県宮古島の水道水源窒素の由来と森林による窒素除去能の推定. 日本土壤肥料科学雑誌, 72 (3), 371-378.
- 43) 中西康博 (2001c) 沖縄県宮古島におけるサトウキビへの施肥実態と地下水窒素濃度との関係. 日本土壤肥料科学雑誌, 72 (4), 499-504.
- 44) Novakowski, K. S. and Lapcevic, P. A. (1994) : Field measurement of radial solute transport in a discrete rock fracture. Water Resources Research, 30 (1), 37-44.
- 45) Oakes, D. B. (1977) : The movement of water and solutes through the unsaturated zone of the Chalk in the United Kingdom. Proceedings of the 3rd International Hydrology Symposium, 447-459.
- 46) 沖村雄二・高安克巳 (1976) : 最近の第四紀地質学— 8. 石灰岩地帯の第四紀地質学, 土と基礎, 24 (1), 65-72.
- 47) 沖縄総合事務局 (1983) : 地下ダム開発計画グラウト工法試験報告書 (その4). 112p.
- 48) 沖縄タイムス (1988) : 宮古 地下水の水質悪化. 1988年5月14日付夕刊 (2版).
- 49) Peterson, E. W., Davis, R. K., Brahanab, J. V. and Orndorff, H. A. (2002) : Movement of nitrate through regolith covered karst terrane, northwest Arkansas. Journal of Hydrology, 256, 35-47.

- 50) Quinlan, J. F. and Ewers, R. O. (1985) : Ground water flow in limestone terranes: Strategy, rationale and procedure for reliable, efficient monitoring of ground water quality in karst areas. *Proceedings of 5th National Symposium and Exposition on Aquifer Restoration and Ground Water Monitoring*, 197-234.
- 51) 佐倉保夫 (1989) : 浸透. 気象研究ノート, 167, 275-285.
- 52) 白戸 明・清水 修・小徳 基 (2003) : 沖縄県宮古島における大規模地下ダムによる水源開発. 農業土木学会誌, 71 (5), 411-416.
- 53) Skagius K. and Neretnieks, I. (1986) : Porosities and diffusivities of some nonsorbing species in crystalline rock. *Water Resources Research*, 22 (3), 389-398.
- 54) 凌 祥之・亀山幸司 (2007) : 宮古島における持続循環型農業農村開発事例研究. 水土の知, 75 (7), 603-607.
- 55) 小路順一・初井和朗・藤野和徳・國武昌人 (1999) : 非混合アプローチによる琉球石灰岩沿岸帯水層への海水侵入解析 — 離島における地下水資源の保全と開発に関する研究 (I) —. 農業土木学会論文集, 201, 59-66.
- 56) Smith, D. B., Wearn, P. L., Richards, H. J., and Rowe, P. C. (1970) : Water movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata using natural tritium. *Isotope Hydrology*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 73-87.
- 57) Stringfield, V. T. and H. E. LeGrand (1966) : Hydrology of limestone terranes in the coastal plain of the southeastern United States. *Special Paper*, Geological Society of America, 93, 46p.
- 58) 田淵俊雄 (1999) : 地下水の硝酸汚染と対策. 農業土木学会誌, 67 (1), 59-66.
- 59) 田中 正 (1998a) : 地中水に関する研究の動向と流域水循環システム (I). 水利科学, 42 (1), 1-34.
- 60) 田中 正 (1998b) : 地中水に関する研究の動向と流域水循環システム (II). 水利科学, 42 (2), 25-41.
- 61) 田代 豊・高平兼司 (2001) : 宮古島における窒素負荷発生率と地下水窒素濃度の長期的推移. 水環境学会誌, 24 (11), 733-738.
- 62) 田瀬則雄 (2003) : 硝酸・亜硝酸性窒素による水質汚染の現状と動向. 水環境学会誌, 26 (9), 2-5.
- 63) 渡久山章・与那覇善栄・大出 茂 (1990) : 沖縄の島々における降水, 河川水, 地下水の硝酸塩濃度 (II). 工業用水, 380, 19-32.
- 64) トウファオー製作所 (2004) : 炭酸塩アトラス, http://www.geol.sci.hiroshima-u.ac.jp/~geohist/kano/Carb/index_atlas.html
- 65) Wellings, S. R. and Bell, J. P. (1980) : Movement of water and nitrate in the unsaturated zone of Upper Chalk near Winchester, Hants., England. *Journal of Hydrology*, 48, 119-136.
- 66) Wellings, S. R. and Cooper, J. D. (1983) : The variability of recharge of the English Chalk aquifer. *Agricultural Water Management*, 6, 243-253.
- 67) Wellings, S. R. (1984a) : Recharge of the Chalk aquifer at a site in Hampshire, England — 1. Water balance and unsaturated flow. *Journal of Hydrology*, 69, 259-273.
- 68) Wellings, S. R. (1984b) : Recharge of the Chalk aquifer at a site in Hampshire, England — 2. Solute movement. *Journal of Hydrology*, 69, 275-285.
- 69) Williams, P. W. (1983) : The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology*, 61, 45-67.
- 70) 山本洋司・朴 光来・中西康博・加藤 茂・熊澤喜久雄 (1995) : 宮古島の地下水中の硝酸性窒素濃度と $\delta^{15}\text{N}$ 値. 日本土壤肥科学雑誌, 66 (1), 18-26.
- 71) 安原正也・丸井敦尚・安池慎治・鈴木 裕 (1992) : 大間隙を有する土壤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.
- 72) 安池慎治 (1996) : 土壤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.
- 73) 吉本周平・土原健雄・石田 聡・今泉眞之 (準備中) : 宮古島の人工涵養施設における琉球石灰岩帯水層の地下水鉛直浸透機構.
- 74) 吉本周平・土原健雄・石田 聡・今泉眞之 (2007) : 琉球石灰岩分布地帯における地下水硝酸性窒素の動態について — 沖縄県米須地下水盆を例として —. 農業農村工学会論文集, 75 (5), 69-82.
- 75) 吉村和久・井倉洋二 (2000) : 石灰岩地域の地下水, 地下水水質の基礎 (日本地下水学会編). 理工図書, 東京, 125-142.
- 76) Young, C. P., Oakes, D. B. and Wilkinson, W. B. (1976) : Predicting future nitrate concentrations in groundwater. *Ground Water*, 14, 426-438.

Review on Heterogeneity of Unsaturated Percolation in Carbonate Aquifer

YOSHIMOTO Shuhei, TSUCHIHARA Takeo, ISHIDA Satoshi and IMAIZUMI Masayuki

Summary

We reviewed on unsaturated percolation in a carbonate aquifer through preceding studies. Epikarst zone, where weathered soil is connected with carbonate rock, plays a role of a buffer which mitigates movements of water and solute. Some earlier studies revealed the phenomena that a leached nitrate was stalled in the epikarst zone. Cumulated mud in pores and caves of carbonate aquifer may also have the buffer effect. In unsaturated aquifers in the Chalk, fissure flows occur when the matrix potential becomes over -5 kPa. Most of earlier literatures show that the matrix flow plays a significant role in the unsaturated percolation. Some numerical models to simulate percolation in the Chalk aquifers have already been proposed. In order to apply these models into the Ryukyu Limestone aquifer, it is necessary to reveal the difference in hydrological characteristics in unsaturated percolation between the Chalk and the Ryukyu Limestone.

Keywords : Carbonate aquifer, Unsaturated percolation, Ryukyu Limestone, Chalk, Nitrate