HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	氷点下における岩石の力学的挙動の時間依存性
Author(s)	三井, 善孝
Citation	北海道大学. 博士(工学) 甲第11906号
Issue Date	2015-03-25
DOI	10.14943/doctoral.k11906
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/58775
Type	theses (doctoral)
File Information	Yoshitaka_Mitsui.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

氷点下における岩石の
力学的挙動の時間依存性

2014 年度

三井善孝

目次

第 1 章　序論　1

1.1　研究の背景　1

1.2　既往の研究　2

1.2.1　常温下における岩石の力学的性質の時間依存性に関する研究　2

1.2.2　氷の力学的性質の時間依存性に関する研究　3

1.2.3　氷点下における岩石の力学的性質に関する研究　4

1.3　本研究の目的　4

1.4　本論文の構成　4

第 2 章　試験方法と冷却条件に関する検討　6

2.1　はじめに　6

2.2　供試岩石の特徴　6

2.3　供試体の作製方法と試験システム　11

2.3.1　供試体の作製方法　11

2.3.2　試験システム　12

2.4　一次元冷却と三次元冷却の違いに関する検討　15

2.4.1　冷却方法　15

2.4.2　冷却に伴う供試体の温度変化と変形挙動　18

2.4.3　一軸圧縮試験　23

2.5　本章のまとめ　31

第 3 章　応力レベルと含水状態がクリープ挙動に与える影響　32

3.1　はじめに　32

3.2　試験概要　32

3.3　試験結果および考察　33

3.3.1　クリープ変形　33

3.3.2　クリープ応力とクリープ寿命の関係　47

3.4　本章のまとめ　51

第 4 章　載荷速度と含水状態が強度・変形性に与える影響　52

4.1　はじめに　52

4.2　試験概要　52

4.3　試験結果および考察　52

4.3.1　応力とひずみの関係　52

4.3.2　一軸圧縮強度、限界ひずみと載荷速度の関係　60

4.4　本章のまとめ　65

第 5 章　支笏溶結凝灰岩の力学的挙動の時間依存性に関する考察　66

5.1　はじめに　66

5.2　クリープ試験と一軸圧縮試験における時間依存性挙動の関連性　66

5.3　連続体解析による供試体の破壊プロセスに関する考察　68

5.3.1　解析方法　68

5.3.2　解析結果および考察　74

5.4　ジョイント要素を用いた解析による応力－ひずみ線図の非線形性に関する考察　79

5.4.1　解析方法　80

5.4.2　解析結果および考察　82

5.5　寒冷地における岩盤斜面への本研究の成果の適用　83

5.6　本章のまとめ　84

第 6 章　結論　85

謝辞　88

引用文献　89

第 1 章　序論

1.1　研究の背景

北海道などの寒冷地の岩盤斜面では寒冷地特有の破壊が進行しており、その防止策や発生メカニズムの解明が必要とされている。初冬や融雪期に起きる岩盤崩壊の一因として地下浸透水が挙げられるが（土木学会岩盤力学委員会、1999）、1996 年 2 月 10 日に発生した豊浜トンネル西側坑口崩壊の例にも見られるように、斜面の表層が凍結していると推定される時期にも崩壊が起こっていることから、地下浸透水以外の要因も影響していると考えられる。福田ら（1996）は、豊浜トンネルの崩落現場から採取した角礫凝灰岩を対象に、-4～+4℃の範囲で凍結融解実験を実施し、凍結融解のサイクルを重ねる毎に供試体が破砕されていくことを明らかにした上、この破砕による基盤強度の低下が岩盤斜面の崩壊の一因になると結論付けた。豊浜トンネルに近い美国では、1995-1996 年の冬季に 9 回程度の凍結融解が繰り返されていたと推定されることから（原田・福田、1996）、凍結融解作用による岩盤の劣化が豊浜トンネル崩壊の一因となったと考えられる。一方、地域によっては 1～2 月の厳冬期には凍結融解は生じず（福田ら、1996）、厚さ 50～60 cm の凍結ゾーンが岩盤斜面の表層に形成され続けることがある（原田・福田、1996）。この場合、高さ200 mの岩盤斜面の法先表層では、5 MPa 程度の一定応力が、凍結した岩盤に長期間に渡って作用することになる。一般に、間隙水が凍結することにより岩石の強度は増加することが知られているが（松永ら、1981）、氷の力学的性質は強い時間依存性を示すことから（Higashi et al.、1964；Gold、1977）、氷点下における岩石は、間隙氷の影響により時間依存性を示すと予測される。そのため、寒冷地における岩盤斜面の長期安定性評価の際には、凍結融解による岩石の劣化に加え、氷点下における岩石の力学的性質の時間依存性についても把握することが必要と考える。

一般に岩盤斜面の法先表層は一軸圧縮応力状態に近い。このため、凍結した岩盤斜面の安定性評価の基礎的な検討としては、凍結した岩石供試体を対象とした氷点下における一軸圧縮クリープ試験の実施が重要になる。しかし、一軸圧縮クリープ試験では、通常一定応力が小さくなると破断までの時間（クリープ寿命）は指数関数的に増加するため（増田、1998）、一軸圧縮クリープ試験により岩石の長期強度などの時間依存性を解明するにはかなりの時間を要すると予想される。一方、岩石の強度・変形性は載荷速度に依存することが明らかにされているが、次節で述べるように、この載荷速度依存性と岩石のクリープ寿命の間には密接な関係があることが見出されている。氷点下における岩石に対しても、一軸圧縮強度の載荷速度依存性からクリープ寿命などを推定できる可能性があり、氷点下における岩石の時間依存性の把握には一軸圧縮クリープ試験に加え、いくつかの載荷速

度で一軸圧縮定ひずみ速度試験を実施することが有効であると考えられる。

1.2 既往の研究

常温下においては、岩石を対象とした、時間依存性挙動に関する研究が様々な条件下で行われており、多くのことが明らかにされてきている。一方、氷点下においては、未だ研究例が少なく、時間依存性挙動に関しては未解明な点が多い。また、前述したように、氷の挙動は時間依存性を示すことが明らかにされている。ここでは、常温下と氷点下の両条件における岩石の力学的特性および氷の力学的挙動の時間依存性に関して、本研究と関連する既往の研究の概要を記す。

1.2.1 常温下における岩石の力学的性質の時間依存性に関する研究

クリープ試験により岩石の力学的性質の時間依存性に関して検討した例としては、以下のような研究がある。児玉ら（2001）は、溶結凝灰岩を対象に、自然乾燥、湿潤両状態において一軸圧縮応力下でクリープ試験を行い、湿潤状態の方がクリープ寿命は短いこと、応力レベルの減少に伴ってクリープ寿命が長くなるものの、その増分は含水状態に依らないことを明らかにしている。大久保・秋（1993）は、気乾と湿潤の両状態における安山岩に対して一軸圧縮応力下でクリープ試験を実施し、各々の変形挙動が同一の構成方程式で表現できること、両状態における変形や破壊の機構には差異がないことを見出している。竹村ら（2003）は、花崗岩を用いた三軸クリープ試験の結果から、拘束圧と水が、亀裂の進展速度を各々鈍化、促進させる効果を有することを見出している。趙ら（1995）は、安山岩を対象に三軸クリープ試験を実施し、周圧が大きくなると、破断するまでのクリープひずみ量やクリープ寿命が増加することを明らかにしている。Zhang et al.（2013）は、砂岩に対し、封圧を数段階に設定して多段階三軸クリープ試験を実施し、封圧が大きくなるとクリープひずみ量は小さくなることを見出している。赤井ら（1979）は、排水と非排水の両条件下で三軸クリープ試験を行い、試験結果とPerzynaの理論に基づいた粘塑性の構成式を提案している。この他にも、岩石のクリープに関する構成式がいくつか提案されてきている（大久保ら、2002；吉田ら、2005；Zhou et al.、2011）。Kranz（1979）は、花崗岩に対してクリープ履歴を与え、亀裂の観察を行っている。その結果、新しい亀裂が連続的に生成され、3 次クリープ開始時辺りまでの間に亀裂間の相互干渉が増加することを見出している。

一軸圧縮試験、三軸圧縮試験、引張試験による時間依存性の検討例としては、以下のような研究がある。大久保ら（1993）は、安山岩に対する一軸圧縮試験、圧裂引張試験、一軸引張試験から、各試験における強度の時間依存性の間には密接な関係があることを見出している。Ma & Daemon（2006）は、溶結凝灰岩を用いて一軸圧縮試験を実施し、載荷速度の増加に伴いピーク強度と軸ひ

ずみが増加することを明らかにしている。大久保ら（1992）は、6 種類の岩石を対象に、乾燥、湿潤両状態において、4 通りの載荷速度の下で一軸圧縮試験を実施している。そして、いずれの岩種においても、湿潤状態の方が一軸圧縮強度は小さいこと、載荷速度の増加に伴って一軸圧縮強度が増加すること、また、その増分は含水状態に依らないことを明らかにしている。Sartkaew & Fuenkajorn（2014）は、岩塩に対して、0～100℃の温度範囲で、応力制御にて一軸圧縮試験を行い、載荷速度の増加や温度の低下に伴って強度が増加することを明らかにしている。Fuenkajorn & Kenkhunthod（2010）は、載荷速度と封圧を数段階に設定した砂岩に対する三軸圧縮試験より、圧縮強度は載荷速度に伴って増加するものの、その載荷速度依存性は封圧に依らないことを明らかにしている。

近年、クリープ試験と、一軸圧縮試験における岩石の強度・変形性の間には互いに密接な関係があることが明らかにされてきている。大久保（1991）は、微小破壊の進行速度が応力のべき乗に比例し、微小破壊の累積が臨界値に達した場合に最終的な破壊が生じると仮定し、一定応力下での寿命と定ひずみ速度下での強度の間に密接な関係があることを導いている。福井ら（1989）は、クリープ試験においてひずみ速度が最小となる時のひずみの値 ε_{min} と、一軸圧縮試験における完全応力－ひずみ線図の関係について分析している。そして、ε_{min} は同一応力レベルの強度破壊点前のひずみと強度破壊点後のひずみのほぼ中間の値になることを見出している。

以上のように、常温下においては、岩石の強度・変形性の時間依存性について、含水比や周圧の影響を含め、多くのことが明らかにされてきている。

1.2.2 氷の力学的性質の時間依存性に関する研究

氷の力学的性質の時間依存性に関して以下のような検討が行われてきている。Arakawa & Maeno（1997）は、多結晶氷を対象に数段階の軸ひずみ速度と温度の下で一軸圧縮試験を行い、軸ひずみ速度の増加や温度の減少に伴い一軸圧縮強度が増加することや、軸ひずみ速度の増加により破壊形態が延性から脆性に遷移することを明らかにしている。Zhang et al.（2011）は多結晶氷を用いてArakawa & Maeno（1997）と同様の結果を見出すとともに、温度が減少することにより、破壊形態が遷移する軸ひずみ速度の値は小さくなることを明らかにしている。Gold（1977）は、周波数の増加に伴い多結晶氷のヤング率が増加することを見出している。Higashi et al.（1964）や Higashi（1967）は、数段階のひずみ速度と温度における単結晶氷を用いた一軸引張試験より、底面滑りと非底面滑りのいずれの破壊形態においても、ひずみ速度の増加や温度の減少に伴い強度は増加することを明らかにしている。単結晶氷と多結晶氷の力学的性質には違いがあることが明らかにされているが（前野・黒田、1986）、上記の研究は、単結晶氷、多結晶氷の関わらず、氷の力学的性質が時間の影響を強く受けることを示唆している。

1.2.3 氷点下における岩石の力学的性質に関する研究

一軸圧縮試験や圧裂引張試験により、氷点下での岩石の強度・変形性に関して以下のようなことが検討されてきている。児玉ら（2008）は、溶結凝灰岩と安山岩を用いて、-20℃の温度下で一軸圧縮試験と圧裂引張試験を行い、水の飽和度の増加に伴って強度が増加することを明らかにした上、その原因は間隙氷による空隙周囲の応力集中の緩和（インクルージョンモデル）であると考察している。松永ら（1981）は、安山岩と花崗岩を対象に、温度、含水状態をパラメータとして一軸圧縮試験と圧裂引張試験を行っている。そして、乾燥状態では供試体の強度の温度依存性が見られないのに対し、含水飽和状態では温度の低下に伴い間隙氷の強度が増加することにより、供試体の強度も増加することを明らかにしている。花崗岩に対する引張試験（石塚ら、1986）、花崗岩、砂岩、凝灰岩、泥岩に対する一軸圧縮試験と圧裂引張試験（稲田ら、1996）、花崗岩に対する一軸圧縮試験と圧裂引張試験（中谷ら、2008）からも、松永ら（1981）と同様の結果が得られている。以上のように、氷点下における力学的特性に関する検討は少しずつ行われてきているものの、その時間依存性について検討した研究例は少ない。児玉ら（2009）は、溶結凝灰岩を対象に、自然乾燥、含水飽和両状態における供試体に対して-20℃の温度下で一軸圧縮試験と圧裂引張試験を行い、自然乾燥状態では強度の載荷速度依存性が見られないのに対し、含水飽和状態では依存性が見られることを明らかにしている。そして、この結果を、上記の児玉ら（2008）と同様のインクルージョンモデルにより解釈している。クリープ試験による力学的特性の解明は、砂（Sayles、1968；Yang et al.、2010）、砂利（Huang & Speck、1986）、土（Wijeweera、1993；Qin et al.、2009）などを対象に行われてきているが、筆者の知る限り岩石に対しては実施されていない。

以上のように、氷点下においては、岩石の強度・変形性の時間依存性に関する研究は極めて少ない。また、一定応力下における検討は行われておらず、クリープ変形やクリープ寿命等の長期的な性質や、クリープ寿命と定ひずみ速度下における強度の関係については未解明である。

1.3 本研究の目的

前述した通り、寒冷地における岩盤斜面の長期安定性評価のためには、氷点下における岩盤の強度・変形性の時間依存性について把握する必要があるが、現在のところ多くのことが未解明である。本研究では、寒冷地における岩盤の長期安定性評価の基礎的研究として、空隙率の異なる支笏溶結凝灰岩（空隙率約35%）と美唄砂岩（空隙率約7%）を対象に、氷点下における岩石の力学的性質の時間依存性や、それに与える含水状態の影響を明らかにすることを目的としている。気温の低下により、岩盤斜面は、表面から奥部に向かって一次元的に冷却されると考えられる。このため、まず、

冷却条件が氷点下の岩石の強度・変形性に与える影響について明らかにする。具体的には、原位置の冷却条件を室内で再現できる一次元冷却システムを作製した上、一次元的に冷却した供試体と、三次元的に冷却した供試体の 2 種類を用いて-20℃の下で一軸圧縮定ひずみ速度試験を実施し、一軸圧縮応力下の岩石の強度・変形性に与える冷却条件の影響について分析する。次に、乾燥、含水飽和両供試体に対して-20℃の下で一軸圧縮クリープ試験と一軸圧縮定ひずみ速度試験を実施し、一定応力下での時間に依存した変形・破壊挙動や岩石の力学的性質に与える載荷速度の影響を解明する。そして、クリープ寿命が推定できた支笏溶結凝灰岩を対象に、一軸圧縮クリープ試験と一軸圧縮定ひずみ速度試験で得られた時間依存性挙動の関係を明らかにするとともに、両試験から得られた時間依存性を表すパラメータを用いて、粘弾性解析により氷点下における岩石の破壊プロセスに関して考察する。なお、簡便性のため、以降では、一軸圧縮クリープ試験と一軸圧縮定ひずみ速度試験を、各々クリープ試験、一軸圧縮試験と呼ぶ。

1.4 本論文の構成

第 1 章では、研究の背景を述べた後、岩石の力学的性質の時間依存性や、氷点下における岩石の強度・変形性に関する既往の研究について概観し、本研究の目的について述べた。

第 2 章では、まず、供試岩石の特徴について述べた上、クリープ試験と一軸圧縮試験で用いる供試体の作製方法と試験システムを明記する。次に、冷却条件が氷点下の岩石供試体の力学的性質に与える影響について検討する。岩盤斜面の冷却条件を室内で再現できる一次元冷却システムを作製し、一次元的に冷却した供試体と三次元的に冷却した供試体の 2 種類を用いて-20℃の下で一軸圧縮試験を実施し、両者の一軸圧縮強度やヤング率などの変形性について比較検討する。

第3章では、-20℃の下でクリープ試験を実施し、クリープ寿命に与える応力レベルと含水状態の影響やクリープ変形の特徴について検討する。

第 4 章では、-20℃の下で一軸圧縮試験を実施し、一軸圧縮応力下における強度と変形性に与える載荷速度と含水状態の影響について検討する。

第 5 章では、支笏溶結凝灰岩を対象に、第 3 章のクリープ試験と第 4 章の一軸圧縮試験で得られた時間依存性挙動の関係について考察するとともに、両試験から得られた時間依存性を表すパラメータを用いて、粘弾性解析により支笏溶結凝灰岩の破壊プロセスに関して考察する。そして、本研究で得られた知見を基に、寒冷地における岩盤斜面の長期安定性の評価方法について考察する。

第 6 章では、本研究から得られた知見をまとめる。

第 2 章　試験方法と冷却条件に関する検討

2.1　はじめに

気温の低下により、岩盤斜面は、表層から奥部へ向かって一次元的に冷却されると考えられており、岩盤の凍上や凍結融解に関わる諸現象を解明するため、岩石を一次元的に冷却する研究が行われてきている（Akagawa et al.、1988；中村ら、2008）。その一方、実験の簡便性のため、岩石供試体を恒温槽内に静置し、周囲から三次元的に冷却するような研究例も見られる（中谷ら、2008；児玉ら、2009）。三次元的な冷却の場合、表層の間隙水が凍結することにより、内部の未凍結の間隙水は閉塞された状態になる。そして、さらに冷却が進むと、未凍結の間隙水が移動できる空間がなくなるため、供試体の中央部で間隙水圧が発生することがある（中村ら、2011）。これに対し、一次元的な冷却条件の場合、一方の端面から間隙水が凍結していくが、未凍結の間隙水は閉塞されず移動できるため、過剰な間隙水圧は発生しづらいと考えられる。三次元的に冷却された供試体は、間隙水圧により劣化していることも予想され、一次元的に冷却された岩石とは異なる力学的性質を示す可能性がある。また、冷却速度によっては、岩石供試体の劣化が生じたり（Todd、1969）、間隙氷の結晶形態が異なったりする可能性もあり得る。このように、冷却条件は岩石供試体の力学的性質を左右する可能性があるため、氷点下における岩石の力学的性質の検討には、事前に冷却条件の影響を明らかにしておく必要があると考える。

本章では、まず、供試岩石の特徴について概説した後、クリープ試験や一軸圧縮試験で用いる供試体と試験システムについて説明する。次に、一次元的な冷却条件を室内で再現するために作製したシステムについて述べた上、一次元的に冷却した供試体と三次元的に冷却した供試体を用いて、-20℃の下で一軸圧縮試験を実施し、冷却条件が一軸圧縮応力下における岩石の強度や変形性に与える影響について検討した結果について述べる。

2.2　供試岩石の特徴

本研究では、支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩を用いた（図 2.1）。薄片の観察画像を図 2.2 に示す。

支笏溶結凝灰岩は、3.1～3.4 万年前の支笏火砕流堆積物であり、強溶結している。岩片・鉱物片、基質、空隙の割合は、各々25%、40%、35%である（図 2.2(a)）。岩片・鉱物片としては、板状～Y 字状のガラス片（バブルウォールタイプ、長径 0.1～0.5 mm）が多量に存在する。また、軽石（繊維状ガラス主体、長径 0.5～5 mm）やシルト岩片（長径 0.5～5 mm）も多い。少量の輝石安山岩片（斑晶は斜長石と普通輝石）、普通角閃石、普通輝石も存在する。基質は、径 0.1 mm 前後の微細なガラス片や

不透明鉱物により形成されている。微細なガラスは脱玻璃(変質作用によってガラスが結晶質の物質に変換されること)して、モンモリロナイト系のスメクタイトとなっている。

美唄砂岩は、古第三紀石狩層群美唄層から採取した岩石であり、堆積構造が明瞭である(図 2.1(b))。岩片・鉱物片としては、主に石英(径 1 mm 以下)、粘板岩、珪質泥岩(1.4 mm 以下)が存在する(図 2.2(b))。また、花崗岩質岩、斜長石、カリ長石、普通角閃石、苦鉄質鉱物、不透明鉱物、石英岩片、安山岩、緑れん石等も存在する。基質はほとんど存在せず、微少量(1%以下)の泥質基質や炭質物薄層が存在する。

両岩石の主な物性値を表 2.1 に示す。表中の一軸圧縮強度、ヤング率、ポアソン比は、後述する岩石ブロック(T1 と S1)から作製した供試体に対する室温下の一軸圧縮試験で得られた値である。軸ひずみ速度と試験温度は、各々4.2×10^{-4} /s、22℃であり、供試体の作製方法と試験システムは後述する 2.3 の通りである。また、表中の P 波速度の A 軸は、流理面(支笏溶結凝灰岩)または堆積面(美唄砂岩)に対して垂直な方向である。支笏溶結凝灰岩の場合、B、C 軸は流理面と平行で、かつ互いに直交する軸である。美唄砂岩の場合、B、C 軸は堆積面と平行な軸の内、P 波速度が各々最大、最小となる軸である。表 2.1 より、両岩石の物性値には大きな違いが認められる。例えば、乾燥状態で比べると、美唄砂岩の一軸圧縮強度とヤング率は各々、支笏溶結凝灰岩の約 7.1 倍、約 6.3 倍である。逆に、空隙率は支笏溶結凝灰岩の方が大きく、美唄砂岩の 5 倍となっている。すなわち、支笏溶結凝灰岩は美唄砂岩に比べ、軟弱でありかつ多孔質な岩石であるといえる。ただし、含水による物性値の低下は美唄砂岩の方が大きい。例えば、支笏溶結凝灰岩の場合、含水飽和状態の一軸圧縮強度は乾燥状態の値の約 85%であるのに対し、美唄砂岩では約 49%となっている。なお、両岩石とも P 波速度にはやや異方性が認められ、流理面または堆積面に垂直な A 軸の値が最も小さい。

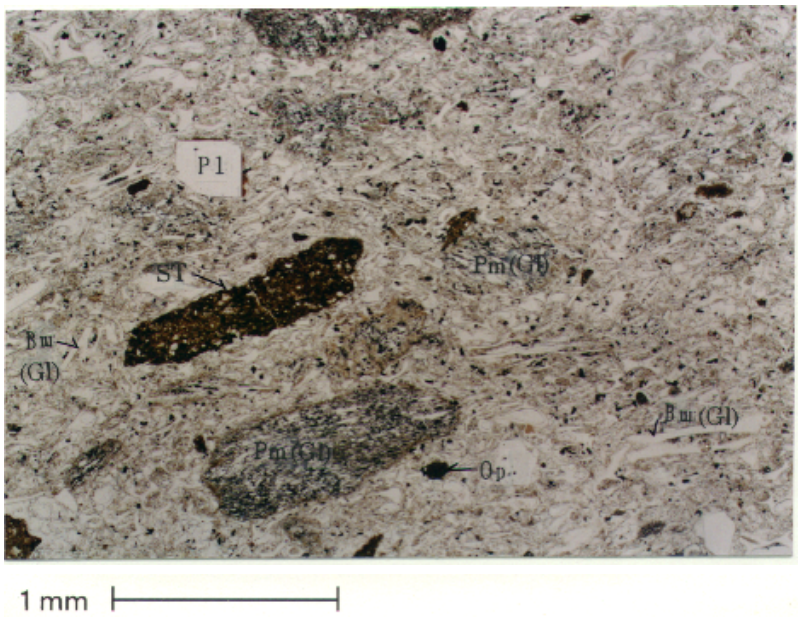
純水中に水没させた時の支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩の含水比の経時変化を図 2.3 に示す(原、2012)。両岩石ともに、含水比は対数関数的に増加し、水没後 1 日程度(1,440 min)で含水比の増加はかなり小さくなり、1 週間以上(10,080 min 以上)経過すると含水比はほぼ一定とみなせる。本研究では 2.3.1 で述べる方法で含水飽和供試体を用意するが、上記の結果より、水没後 1 週間で供試体はほぼ含水飽和状態に達するものと判断できる。

なお、以降に述べる試験では、1 つの岩石ブロックから作製できる供試体の数が限られているため、試験毎に異なるブロックを用いたが、3 つのブロックから作製した供試体の密度、P 波速度の平均値には大きな差は見られなかった(表 2.2)。

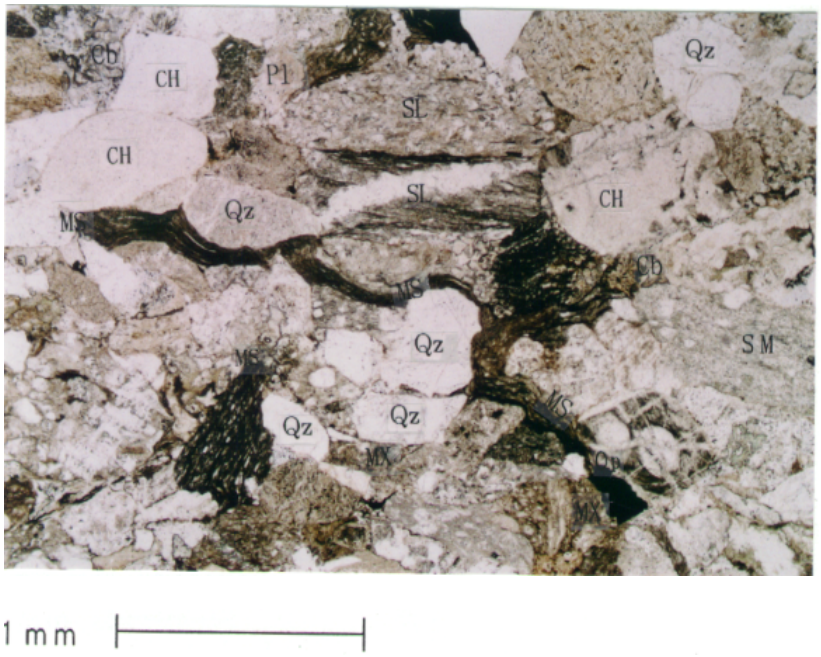
(a) 支笏溶結凝灰岩

(b) 美唄砂岩

図 2.1 供試岩石



(a) 支笏溶結凝灰岩



(b) 美唄砂岩

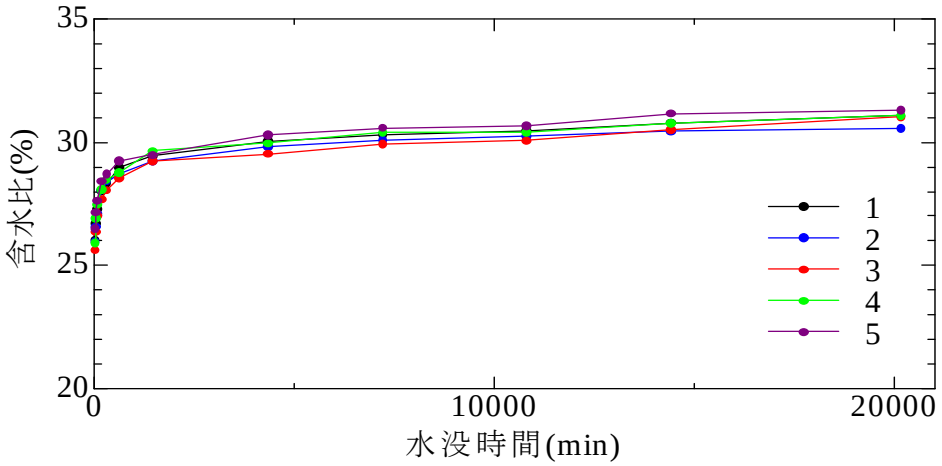
図 2.2 薄片顕微鏡写真

Cb:炭酸塩鉱物、CH:チャート、Gl:ガラス(Bw:バブルウォール型、Pm:軽石型)、MS:泥岩、MX:基質、Op:不透明鉱物、Pl:斜長石、Qz:石英、SL:粘板岩、SM:珪質泥岩、ST:シルト岩

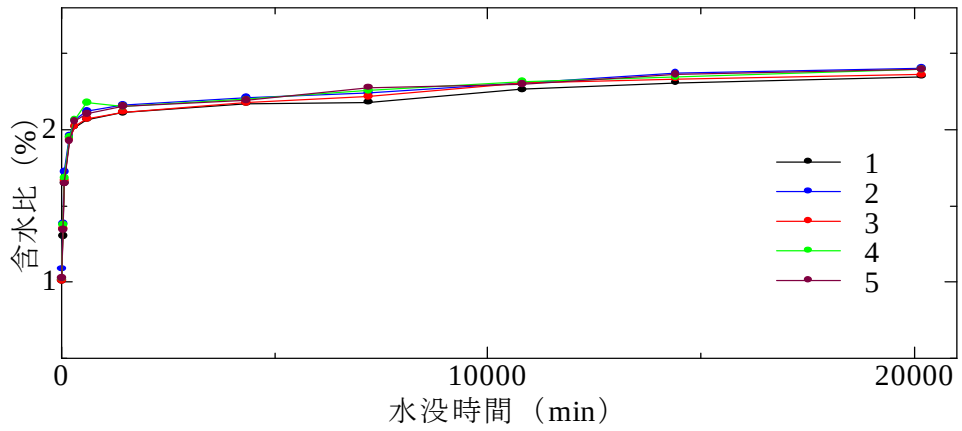
表 2.1　主な物性値

Rock type	Water condition						Porosity (%)	P-wave velocity (km/s)		
	Dry			Wet				Axis		
	UCS (MPa)	Young's modulus	Poisson's ratio	UCS (MPa)	Young's modulus	Poisson's ratio		A	B	C
Shikotsu welded	14.25 ±0.95	3.07 ±0.16	0.099 ±0.020	12.09 ±1.66	2.71 ±0.51	0.087 ±0.025	35	1.72	2.13	2.18
Bibai sandstone	100.68 ±7.77	19.48 ±1.44	0.169 ±0.031	49.79 ±2.82	11.96 ±0.64	0.247 ±0.020	7	2.99*	3.25*	3.09*

*門脇（2012）



(a)　支笏溶結凝灰岩



(b)　美唄砂岩

図 2.3　岩石供試体の水没時間と含水比の関係（原、2012）

表 2.2 各岩石ブロックの供試体の物性値

Chapter	Shikotsu weldedtuff			Bibai sandstone			Experiment
	Block ID	Unit weight (kg/m^3)	P-wave velocity (km/s)	Block ID	Unit weight (kg/m^3)	P-wave velocity (km/s)	
2	T1	1286±16	1.77±0.04	S1	2510±12	2.99±0.04	Uniaxial compression
3	T2	1271±10	1.99±0.04	S2	2532±25	3.35±0.11	Creep
4	T3	1276±13	1.89±0.06	S3	2504±17	2.80±0.03	Uniaxial compression

2.3 供試体の作製方法と試験システム

2.3.1 供試体の作製方法

以下の方法で、直径約 30 mm、高さ約 60 mm の円柱形供試体（図 2.4）を作製した。①岩石ブロックから直径約 30 mm、長さ約 150 mm の岩石コアを抜き出す。支笏溶結凝灰岩の場合は流理面、美唄砂岩の場合は堆積面に対して垂直にボーリングを行う。②ダイヤモンドカッターを用いて、コアの長さが 65 mm 程度になるように切断する。③平面研削盤を用いて、コアの長さが 60 mm 程度になるまで研磨し、端面を平坦・平行にする。④以下の方法で、含水状態の異なる 2 種類の供試体を作製する。

1）乾燥供試体：80℃の恒温槽内に 24 時間以上静置して乾燥させた後、乾燥状態を保つため、ラップで覆う。

2）含水飽和供試体：80℃の恒温槽内で 24 時間以上乾燥させる。次に、純水中に水没させた状態で 1 週間以上真空脱気した後、含水状態を保つためにラップで覆う。

供試体作製後、次節で述べる一次元冷却、三次元冷却により、冷却条件の異なる 2 種類の供試体を準備した。また、これらと比較を行うため、室温下でも供試体を準備した。乾燥供試体は、シリカゲルとともにデシケータの中に入れ、22℃の室内に 24 時間以上静置した後に試験を実施した。含水飽和供試体は、ラップで覆った後すぐに試験を実施した。

図 2.4　作製した供試体（左：支笏溶結凝灰岩、右：美唄砂岩）

2.3.2　試験システム

試験システムは、図 2.5 に示すように、恒温槽（日本医科器械製作所製 LP-ZPS）と材料試験機（instron 社製 5586、最大荷重 300 kN）から成る。恒温槽の上下面に設けられた円孔に載荷用ロッドを挿入し（図 2.6）、材料試験機により供試体に圧縮荷重を載荷した。供試体の両脇に 2 本の軸方向変位計（東京測器研究所製 CDP-5）を設置し（図 2.7）、それらの平均値より軸ひずみを算出した。また、供試体の中央にリング型の径方向変位計（東京測器研究所製 RAW-30）を取り付け（図 2.7）、径ひずみを測定した。これらのデータは、データロガー（横河メータ＆インスツルメンツ製 WE7000）を介して、パーソナルコンピュータに保存した。

本研究で用いた軸方向変位計では、供試体の両端面に取り付けたエンドピース間の変位を計測することになる（図 2.7）。このため、供試体全体の平均的な軸方向変位を計測できる反面、エンドピースの一部の変位や、供試体とエンドピースの間のわずかな隙間の閉塞に基づく変位も計測してしまうことが懸念される。これらのことを調べるため、上記の軸方向変位計（CDP-5）に加え、供試体中央部の 15 mm 程度の部分のみの軸方向変位を計測できるクリップ型変位計（instron 社製）を用い、乾燥供試体に対して室温下で一軸圧縮試験を実施した結果を図 2.8 に示す。支笏溶結凝灰岩、美唄砂岩ともに、両変位計から得られた応力－軸ひずみ線図は、載荷初期には下に凸であり、その後ほぼ同じ傾きの直線となり、ピーク応力付近で上に凸の非線形性を示す。すなわち、両変形で測定した応力－軸ひずみ線図の形状はほぼ一致している。しかし、両変位計の間には違いも見られ、載荷初期の下に凸の領域における軸ひずみ量は、CDP-5 の方が大きく、また、クリップ変位計の場合、ピーク応力における軸ひずみは伸び側へ増加している。両変位計ともに、供試体中の潜在亀裂や

空隙などの閉塞による変位を測定するため、載荷初期に応力－ひずみ線図は下に凸となるが、CDP-5 ではこれに加え、エンドピースと供試体の間の変位も計測するため、この領域における軸ひずみが大きくなったものと考えられる。また、クリップ型変位計で測定された伸び側への増加は、変位計を取り付けた箇所が剥離し、圧縮ひずみが解放されたことによるものと考えられる。このように、両変位計による軸ひずみの計測には一長一短あるが、本研究では、最終的な破断に至るまでの変形挙動の解明を目的としている。このため、局所的な破壊に左右されづらく、破断までの供試体全体のひずみを測定できる CDP-5 を用いることにした。

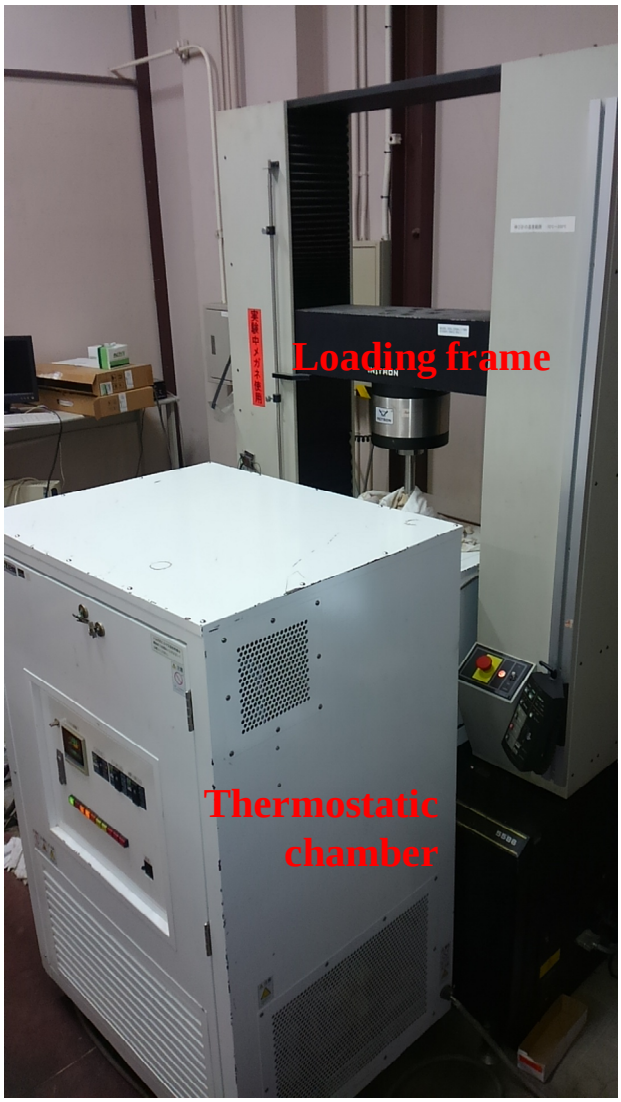


図 2.5　恒温槽と材料試験機

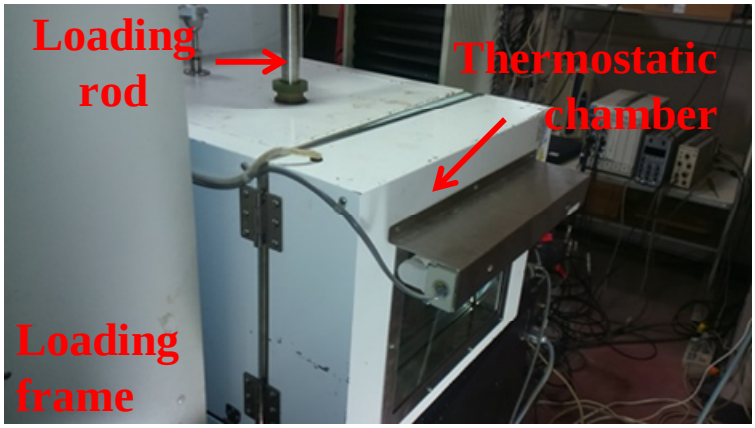
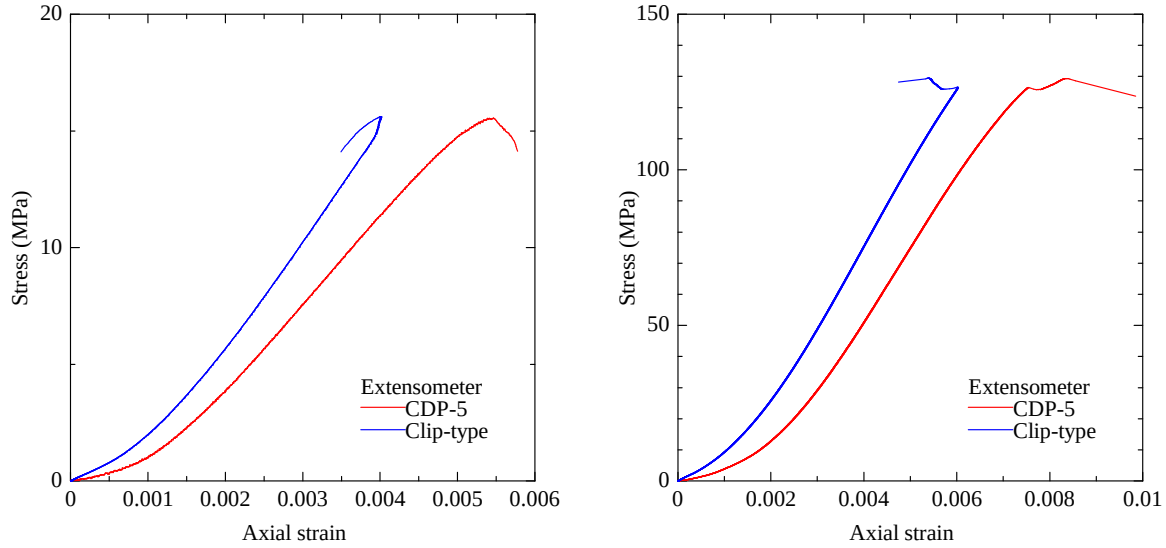


図 2.6　載荷用ロッド挿入の様子

図 2.7　変位計の設置状況



(a) 支笏溶結凝灰岩　　(b) 美唄砂岩

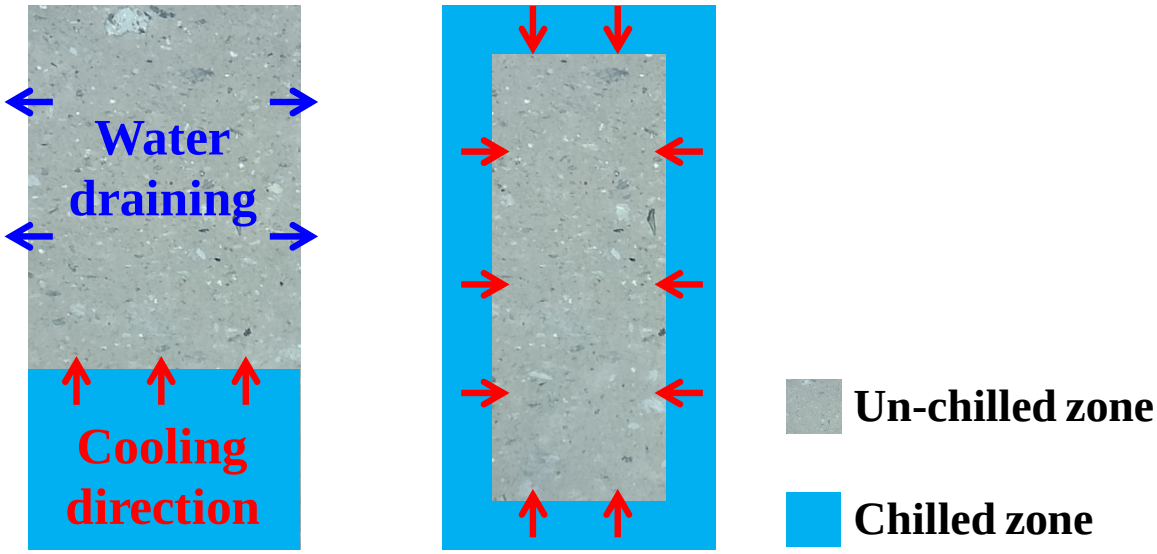
図 2.8 CDP-5 とクリップ型変位計で計測した応力－軸ひずみ線図

2.4 一次元冷却と三次元冷却の違いに関する検討

2.4.1 冷却方法

(1)一次元冷却

岩盤斜面では、表層から奥部へ向かって冷却が進む。この冷却条件を模擬するため、一次元冷却システムを作製し、一方の端面からもう一方の端面に向かって冷却が進むよう、一次元的に供試体を冷却した(図 2.9(a))。この冷却方法により、未凍結の間隙水は、閉塞されず移動できるため、供試体内には残存しないと期待される。一次元冷却システム(図 2.10)の概略は以下の通りである。①2 台の恒温水槽(EYELA 製 NCB-3100)を用意し、各々を、ホースを介して内部に水路を設けた金属ピース(図 2.11)と接続する。②2 つの金属ピースの間に供試体を挟む(図 2.12)。③恒温水槽、ホース、金属ピース内に不凍液(40%エチレングリコール水溶液、凍結温度-24℃)を循環させる。④不凍水の温度を制御することにより金属ピースの温度を制御し、供試体を冷却する。この時、2 台の恒温水槽内の不凍水の温度を独立に制御し、供試体の下部から上部へ向かって一方向に冷却が進むようにする。岩石の温度を 3～4℃/min 以上の速度で変化させると亀裂が生じることが報告されている(Todd、1969)。このため、これよりも十分に遅い 0.044℃/min(2.67℃/h)の速度で-20℃まで冷却が進むように設定した。また、温度管理のため、ホースを断熱チューブ(日商エアロ製 AEROFLEX)で覆い、供試体と金属ピースを低発泡ポリスチレンビーズ(古川商店製ペアレビーズ、粒径 1～5 mm)に埋没させることにより、断熱する。



(a) 一次元冷却　　(b) 三次元冷却

図 2.9　冷却方法の概念図

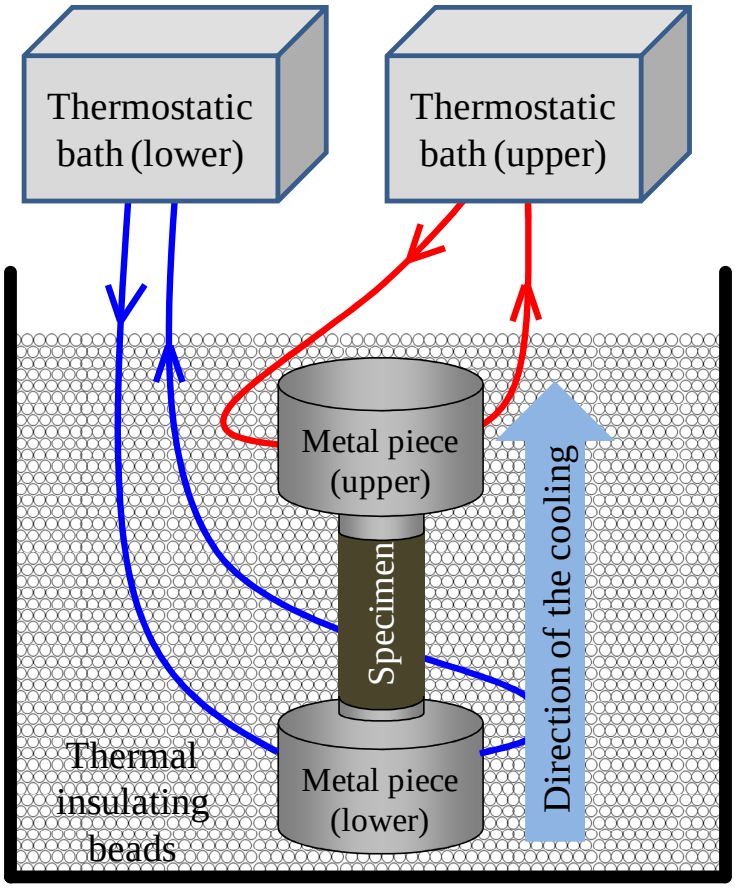


図 2.10　一次元冷却システムの概念図

図 2.11　金属ピースと内部の水路

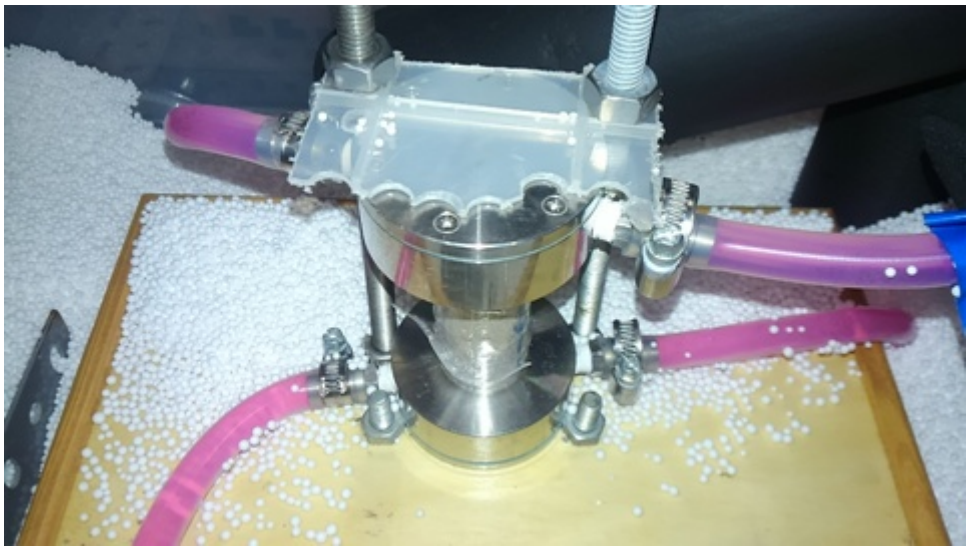


図 2.12　一次元冷却システムに設置した供試体

(2) 三次元冷却

恒温槽内に供試体を静置することにより、三次元的に供試体を冷却した(図 2.9(b)、図 2.13)。一次元冷却と同じ速度で冷却が進むようにするため、0.044℃/min の速度で恒温槽内の気温が低下するように設定した。

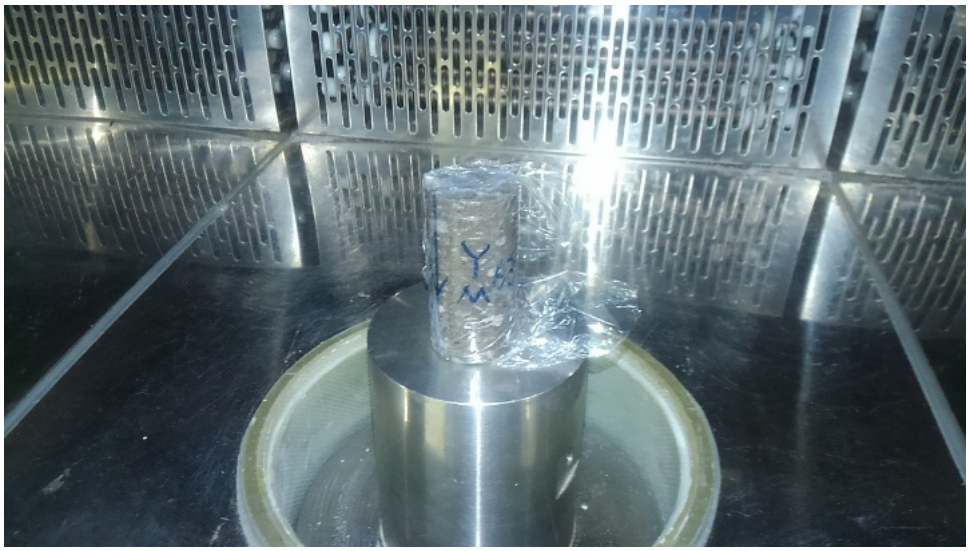


図 2.13　恒温槽内に静置した供試体

2.4.2　冷却に伴う供試体の温度変化と変形挙動

一次元と三次元冷却時の供試体中の温度変化の様子を知るために、支笏溶結凝灰岩の供試体の側面に深さ約 15 mm、直径約 2 mm の孔を 12 mm 間隔で 4 箇所設け、T 型熱電対により各孔内の温度を測定した（図 2.14）。一次元冷却時と三次元冷却時の孔内温度の変化を各々図 2.15、2.16 に示す。図中の赤色、青色、緑色、橙色の線図は、各々No. 1、2、3、4（図 2.14）の温度を示す。ただし、三次元冷却時には No. 3、4 の 2 本の熱電対は断線してしまい、温度の測定はできなかった。図 2.15 中の黒色、茶色の線図は、恒温水槽の温度センサで測定した不凍液の温度であり、図 2.16 中の黒色の線図は、T 型熱電対で測定した恒温槽内の気温である。

両冷却条件において、乾燥、含水飽和両供試体ともに、供試体内部の温度は直線的に減少し、最終的には一定の値に収束した。しかし、一次元冷却と三次元冷却では違いも見られる。三次元冷却では、No. 1、2 の温度にはほとんど差が見られないのに対し、一次元冷却では、No. 1～4 の温度には差が見られる。下部の No. 4 の温度の低下が最も早く、No. 3 がこれに続く。このことより、一次元冷却では供試体下部から冷却が進んでいることがわかる。一次元冷却、三次元冷却時の乾燥供試体中の各熱電対の最終的な平均温度は、各々-14.6℃、-13.4℃であった。同様に、含水飽和供試体の平均温度は各々-16.3℃、-17.6℃であり、両供試体ともに、一次元冷却と三次元冷却での最終的な供試体の温度はほぼ同じである。なお、含水飽和供試体では、10～15 h 付近で一時的に温度が上昇しているが、これは、間隙氷の過冷却が破れ、氷に相転移した際の発熱の影響であると考えられる。

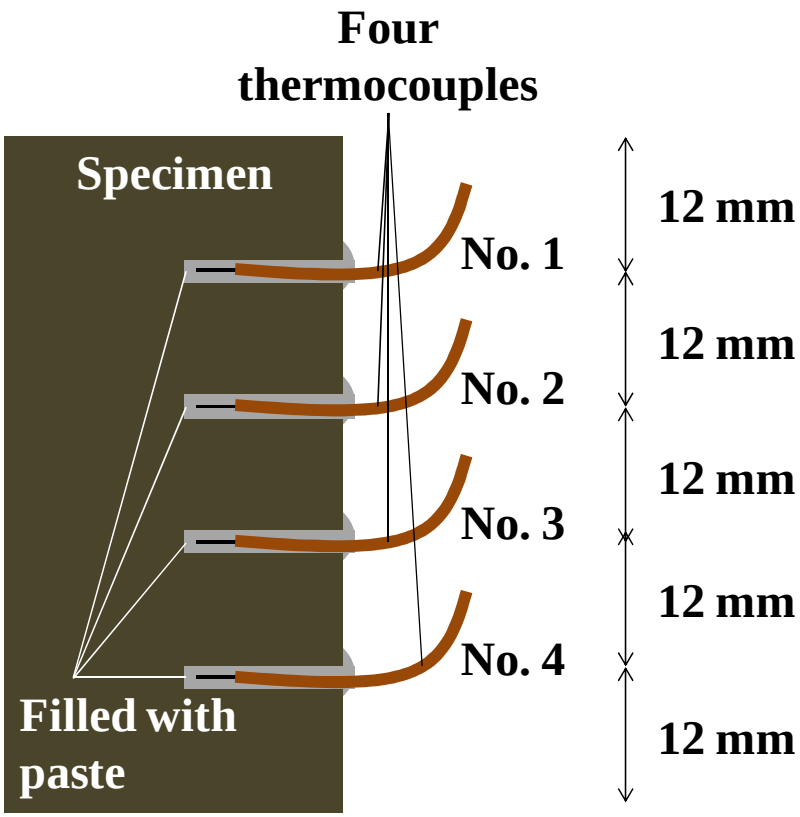
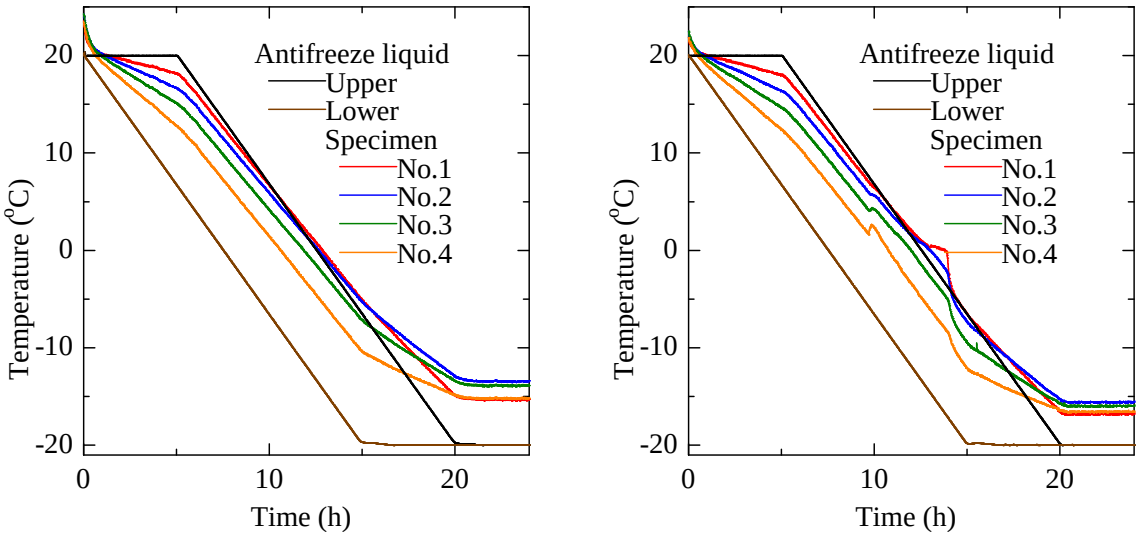
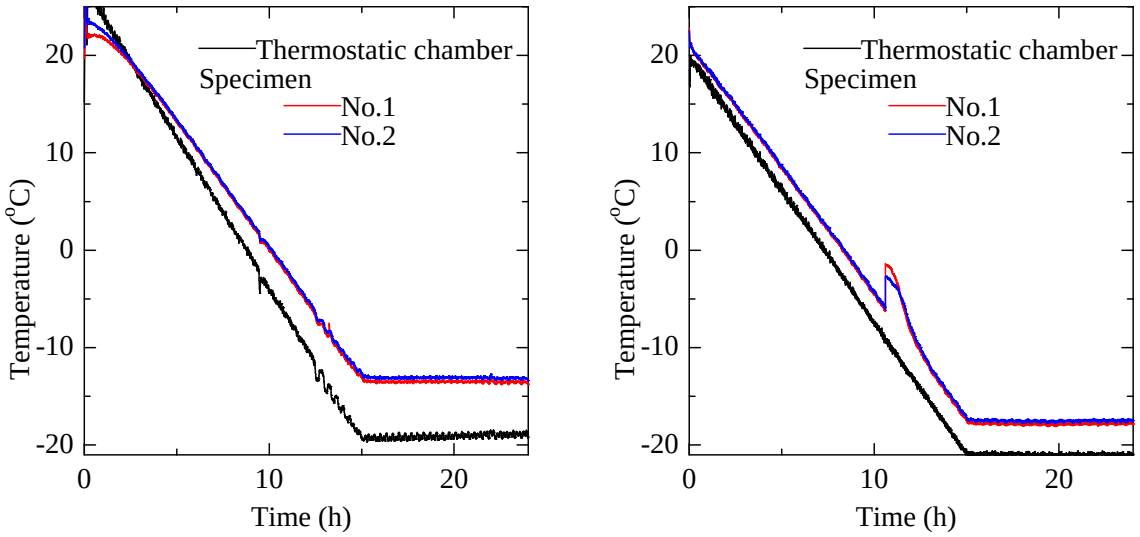


図 2.14　温度測定用供試体の概念図



(a) 乾燥供試体　　(b) 含水飽和供試体

図 2.15　一次元冷却時の温度変化



(a) 乾燥供試体　　(b) 含水飽和供試体

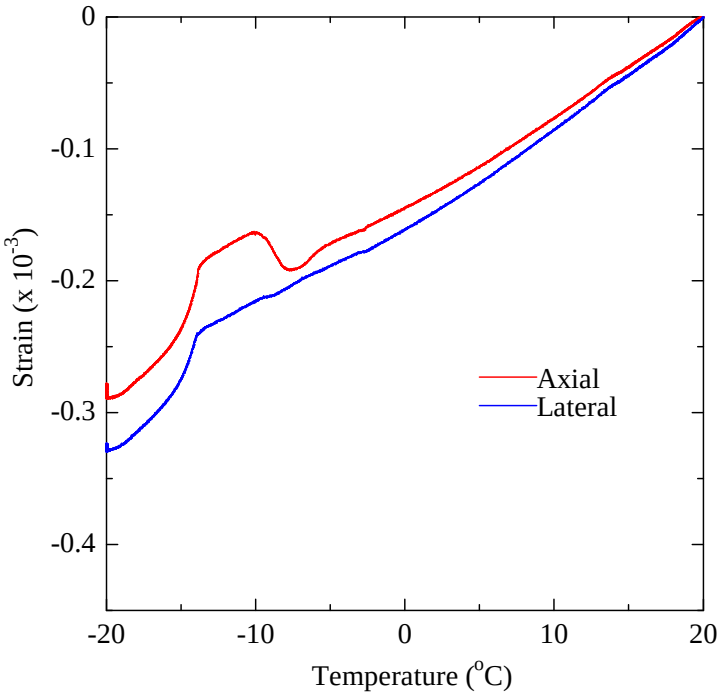
図 2.16　三次元冷却時の温度変化

一次元冷却時と三次元冷却時の含水飽和供試体の凍結挙動の違いを把握するために、支笏溶結凝灰岩の含水飽和供試体のひずみと温度の関係を調べた結果を図 2.17 に示す。図中のひずみは、円柱形供試体側面の対角の位置に2枚のロゼットゲージ（ゲージ率2.10、ゲージ長5 mm）を貼り付けて測定した軸方向と横方向の各々のひずみの平均値である。ひずみゲージの熱ひずみは線膨張率が既知である石英ガラスを用いてキャンセルしている。また、一次元冷却と三次元冷却における温度は、各々、2 台の恒温水槽の設定温度の平均値と恒温槽内部の気温である。

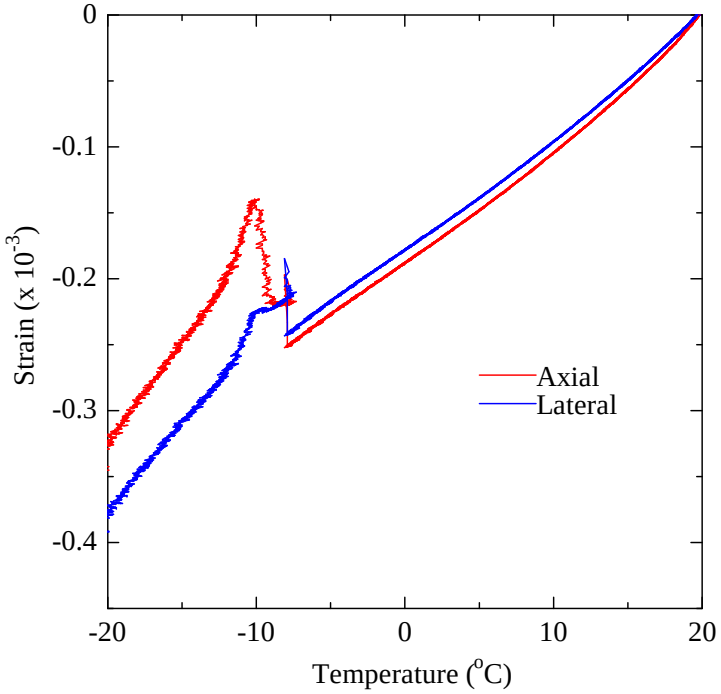
図 2.17 より、一次元冷却時と三次元冷却時のひずみの挙動は途中まで類似し、温度の低下に従ってひずみは直線的に収縮側へ増加した後、-8℃付近で軸方向のひずみが膨張側へ増加し始めることがわかる。しかし、その後の挙動には両者の間に違いが見られる。三次元冷却では膨張後すぐに急激な収縮に転じるのに対し、一次元冷却では膨張後の収縮はしばらく緩やかであり、温度が約-14℃に達すると収縮は急速に増加する。-8℃付近で見られた膨張は、間隙水の過冷却が破れ、間隙水が氷へと相転移したことによるものと考えられ、三次元冷却では間隙氷の相転移が短時間で完了したものと推定できる。これに対し、一次元冷却では、供試体の下部から徐々に冷却が進むため、間隙氷の相転移が完了するまでに時間がかかったため、約-8℃から約-14℃の間の収縮ひずみの増加は緩やかになったと理解できる。

冷却開始 24 時間後におけるひずみの値は表 2.2 の通りであり、軸方向、横方向ともに、三次元冷却の方が収縮量は大きい。両冷却条件での軸、横方向のひずみの差は、各々0.069×10^{-3}、0.067×10^{-3}であるが、これは 2.4.3 で述べる一軸圧縮試験での限界ひずみのばらつきに比べると無視できるほど小さく、供試体の違いによるばらつきの範囲内であると考える。

以上のことより、途中の間隙水の相転移の際の挙動には、一次元冷却と三次元冷却の間で違いが認められたものの、約-20℃までの冷却においては、両冷却方法で生じた最終的なひずみ量には大きな違いはないものと判断できる。



(a) 一次元冷却



(b) 三次元冷却

図 2.17 冷却時における支笏溶結凝灰岩の含水飽和供試体のひずみと温度の関係

表 2.2　冷却開始 24 時間後における支笏溶結凝灰岩の含水飽和供試体のひずみ

Cooling condition	Strain ($\times 10^{-3}$)			
	Axial		Lateral	
	Average	Difference	Average	Difference
1-D	-0.279	0.069	-0.324	0.067
3-D	-0.349		-0.392	

2.4.3　一軸圧縮試験

冷却条件が岩石の力学的挙動に与える影響を明らかにするため、一次元冷却、三次元冷却の両条件で供試体を冷却し、一軸圧縮試験を実施した。軸ひずみ速度と試験温度は各々、4.2×10^{-4} /s、-20℃とし、各条件下で、4～7 回ずつ試験を実施した。

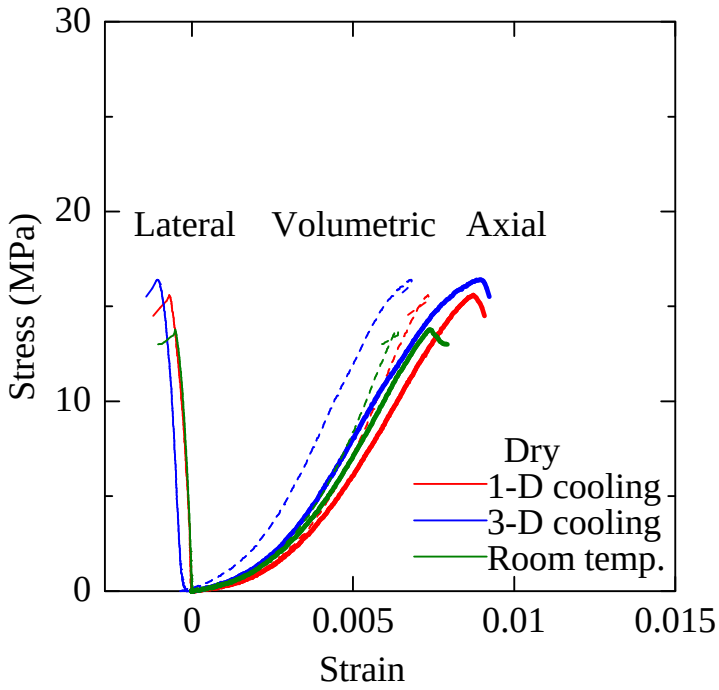
支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩の応力－ひずみ線図の例を、各々図 2.18、2.19 に示す。また、線図の形状の比較のため、各応力レベルで軸、径ひずみ線図の傾きを求め、これらと一軸圧縮強度で正規化した応力の関係を調べた結果を図 2.20、2.21 に示す。参考として、2.2 で述べた室温下における一軸圧縮試験の結果も併せて記している。これらの図より、両岩石ともに、乾燥、含水飽和両供試体の応力－ひずみ線図の形状には違いが認められるものの、一次元冷却した供試体と三次元冷却した供試体の応力－ひずみ線図の形状は互いに類似していることがわかる。

支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩の一軸圧縮強度、ヤング率、ポアソン比、ピーク応力におけるひずみ（以降、限界ひずみと呼ぶ）の値を各々図 2.22、2.23 に示す。ヤング率とポアソン比は、一軸圧縮強度の 40～60%の範囲内のデータに対して最小二乗法を適用して求めた。載荷初期の応力が小さい間は、エンドピースと供試体の隙間の閉塞による変位も計測してしまっていると考えられる。このため、供試体の変形のみを評価するために、応力－ひずみ線図の立ち上がりまでの軸ひずみ量を限界軸ひずみから差し引いた。参考として、2.2 で述べた室温下における一軸圧縮試験の結果も併せて記している。図より、含水飽和供試体の限界ひずみのデータのばらつきは大きいものの、支笏溶結凝灰岩、美唄砂岩ともに、各々の含水状態において、一次元と三次元で冷却した供試体の物性値には明確な差異は見られない。また、2.4.2 で得られた一次元、三次元冷却後のひずみ量の差の値は、今回得られた限界ひずみの値よりも十分に小さい。

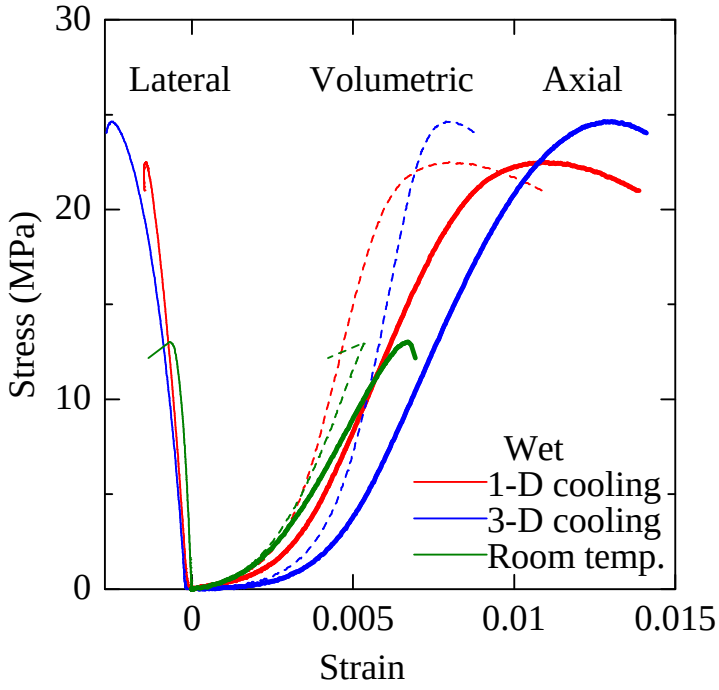
以上のことより、一次元と三次元で冷却した供試体の間には、冷却中の膨張挙動に違いが見られたものの、力学的性質の差異はほとんどないと判断できる。すなわち、今回用いた支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩では、三次元冷却時にも間隙水圧による劣化はほとんど進行しておらず、氷点下における力学的性質の検討の際には、簡易的な三次元冷却で供試体を用意しても差し支えないと結論で

きる。ただし、実際の岩盤斜面の冷却速度は、本章で採用した値とは異なる可能性があるため、今後、冷却速度の影響に関する検討が必要となると考えられる。

なお、乾燥供試体では、支笏溶結凝灰岩の限界ひずみに若干の差異が見られるものの、氷点下の供試体と室温下の供試体の間で物性値には大きな差異が見られない（図 2.22、2.23）。これに対し、含水飽和供試体では両者の物性値の間に明確な違いが見られる。すなわち、氷点下の供試体では、一軸圧縮強度やポアソン比は室温下に比べて明らかに大きく、また、傾きー応力線図の形状は室温下の供試体と異なる。支笏溶結凝灰岩の場合、限界ひずみの値は、氷点下における供試体の方が明らかに大きい。これは、間隙水が凍結することにより、含水飽和供試体の破壊プロセスに影響を与えたためと考えられるが、その詳細については第 3〜5 章で議論する。

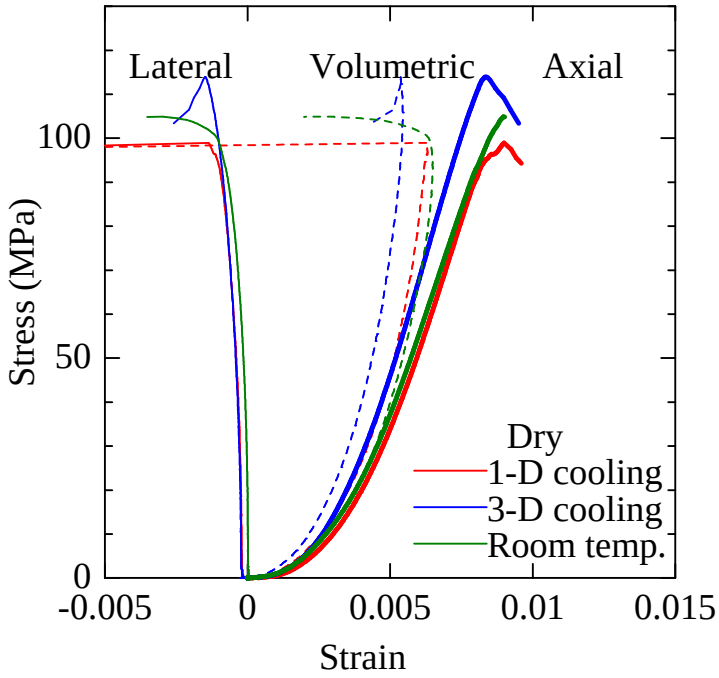


(a) 乾燥供試体

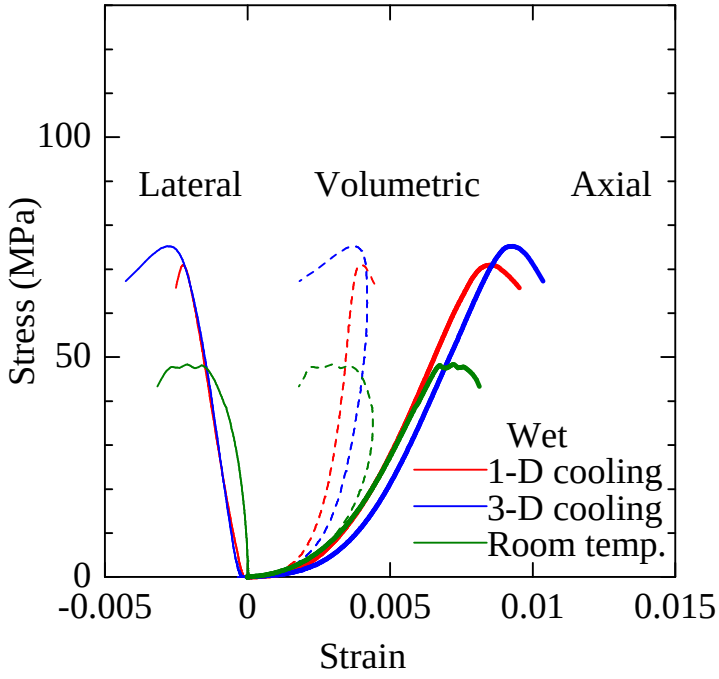


(b) 含水飽和供試体

図 2.18 支笏溶結凝灰岩の応力－ひずみ線図の例

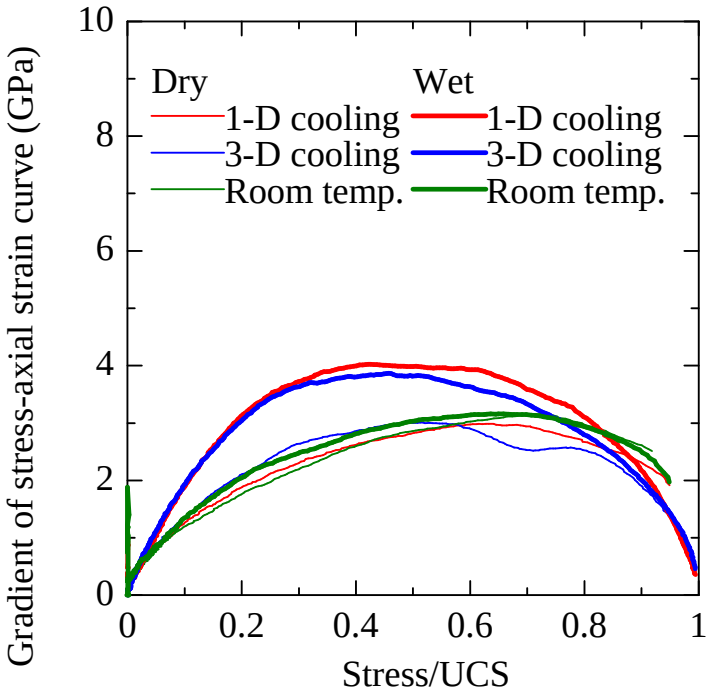


(a) 乾燥供試体

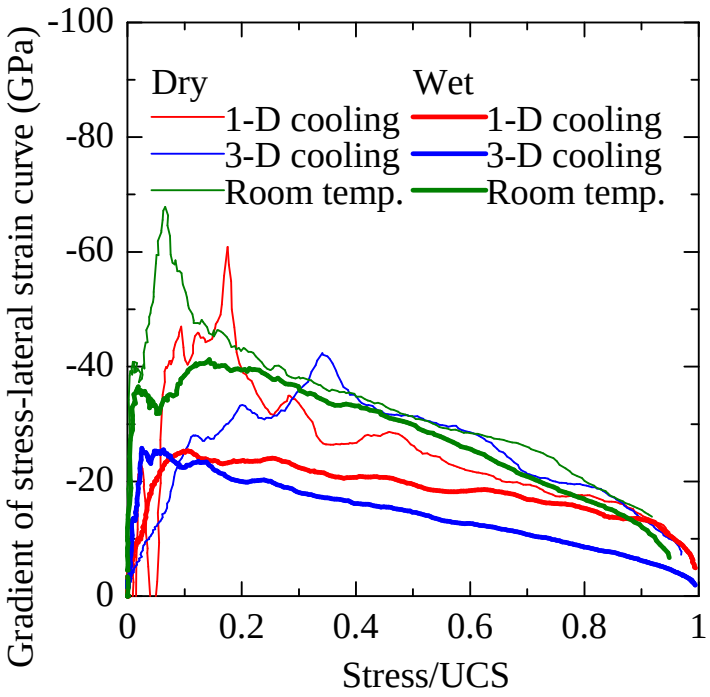


(b) 含水飽和供試体

図 2.19 美唄砂岩の応力－ひずみ線図の例

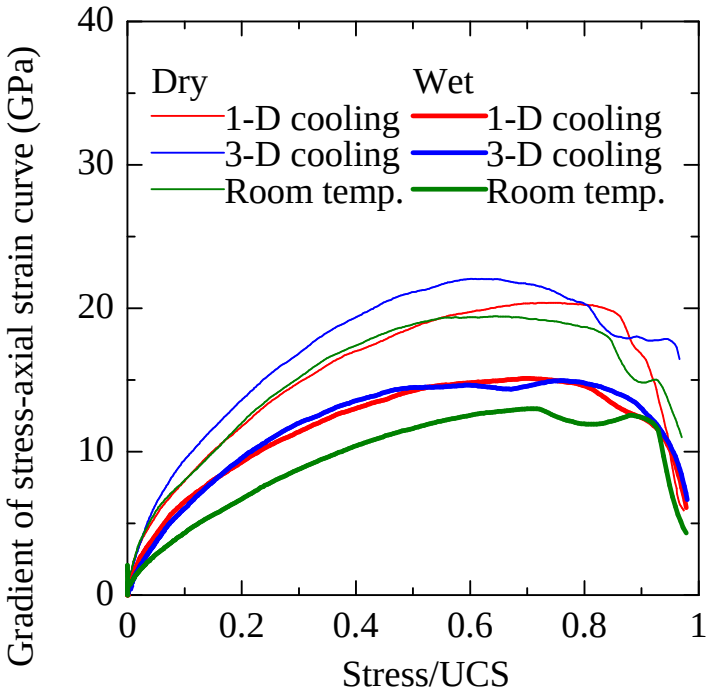


(a) 軸方向

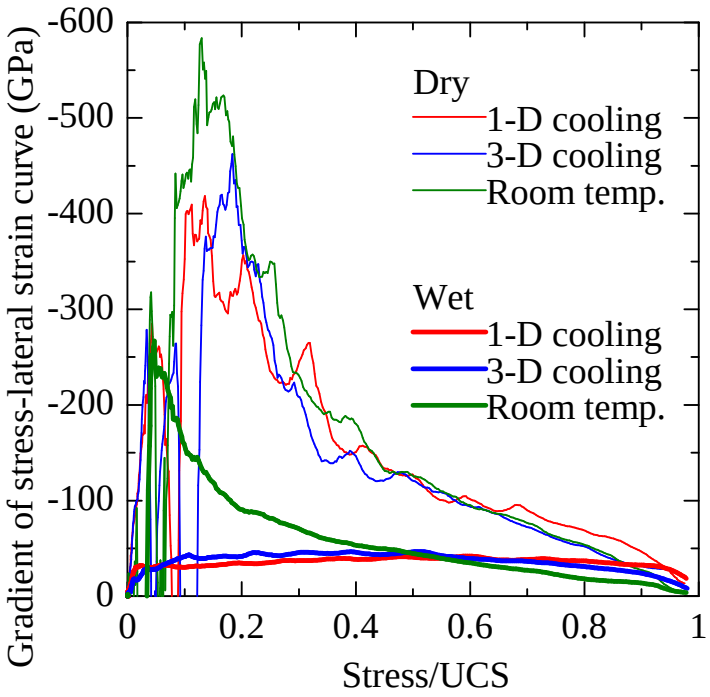


(b) 径方向

図 2.20 支笏溶結凝灰岩の応力－ひずみ線図の傾きと正規化した応力の関係の例

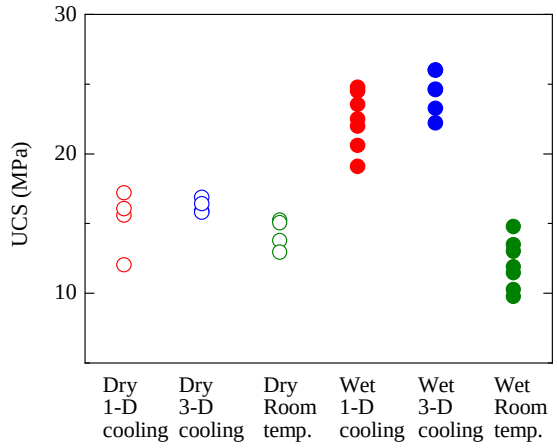


(a) 軸方向

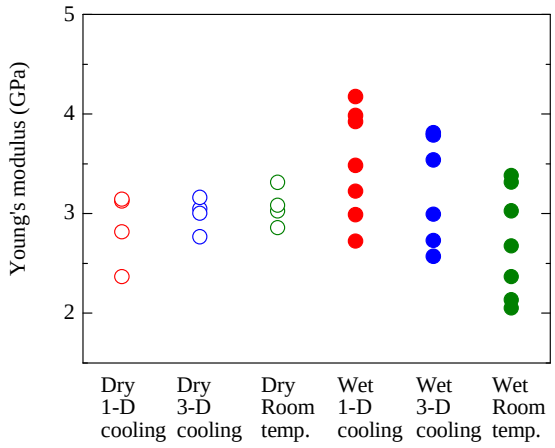


(b) 径方向

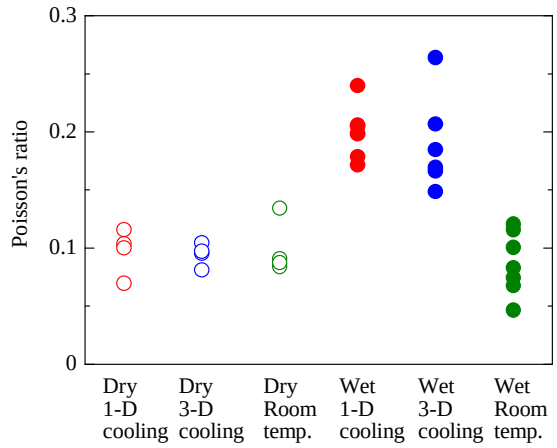
図 2.21 美唄砂岩の応力－ひずみ線図の傾きと正規化した応力の関係の例



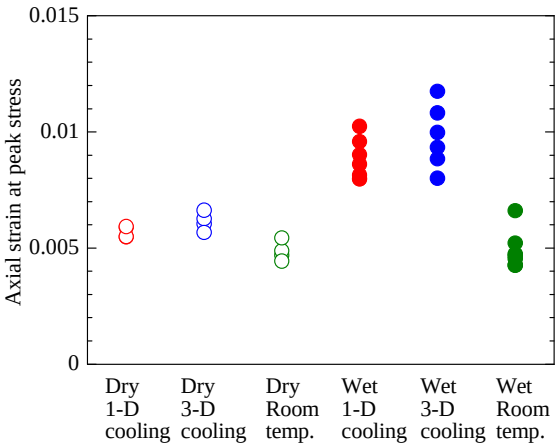
(a) 一軸圧縮強度



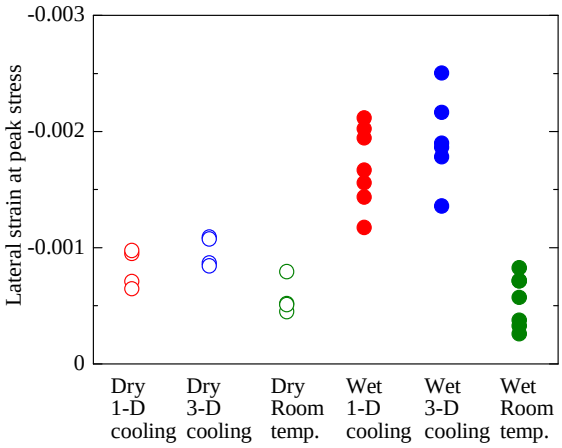
(b) ヤング率



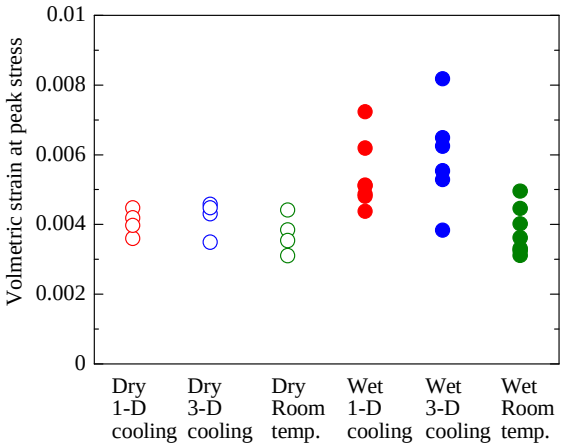
(c) ポアソン比



(d) 限界軸ひずみ

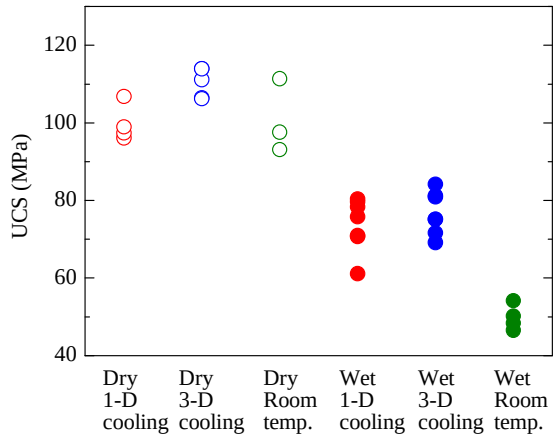


(e) 限界径ひずみ

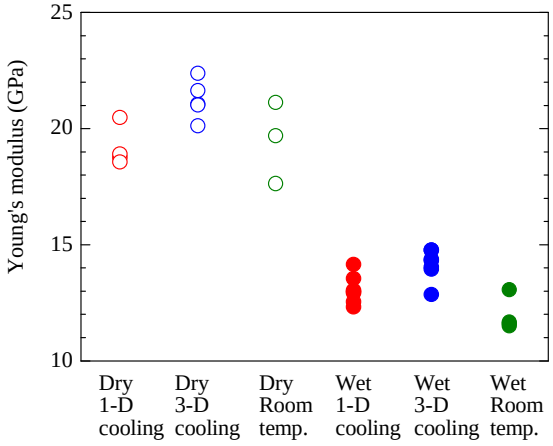


(f) 限界体積ひずみ

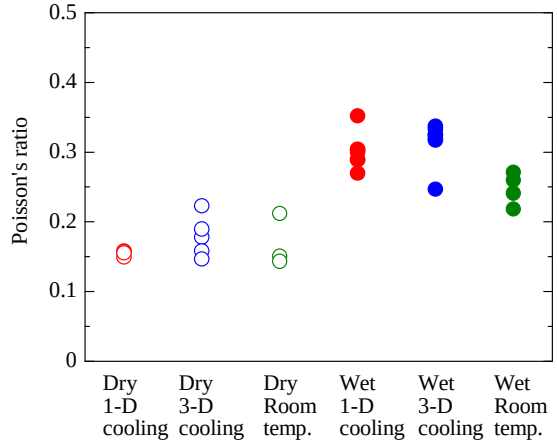
図 2.22 支笏溶結凝灰岩供試体の一軸圧縮強度、ヤング率、ポアソン比と限界ひずみ



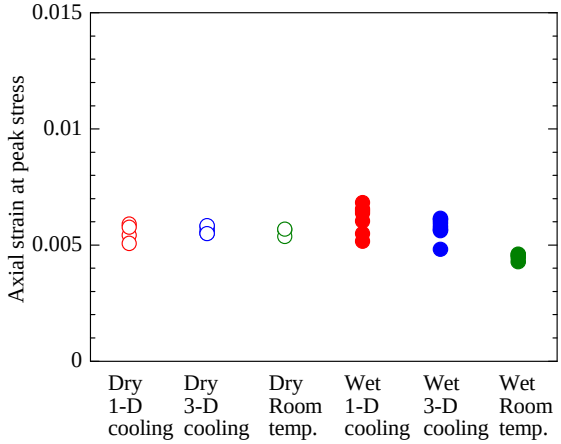
(a) 一軸圧縮強度



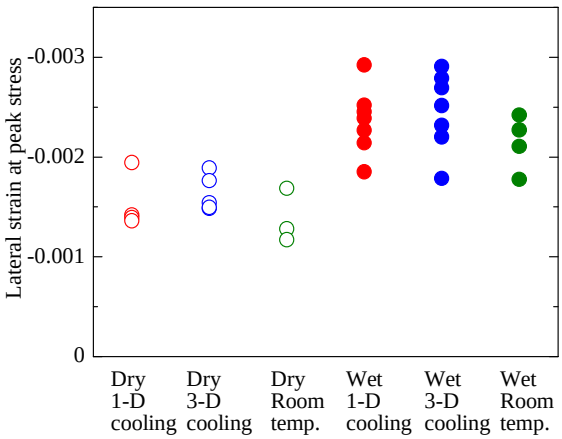
(b) ヤング率



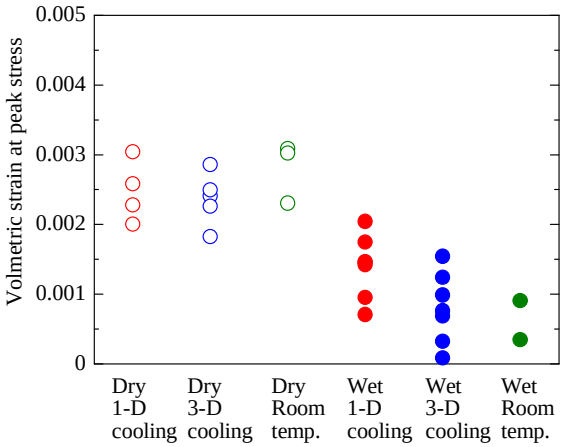
(c) ポアソン比



(d) 限界軸ひずみ



(e) 限界径ひずみ



(f) 限界体積ひずみ

図 2.23 美唄砂岩供試体の一軸圧縮強度、ヤング率、ポアソン比と限界ひずみ

2.5 本章のまとめ

本章では、まず、本研究で用いる供試岩石の特徴について述べ、一軸圧縮試験とクリープ試験で用いる供試体の作製方法と試験システムについて説明した。次に、作製した一次元冷却システムについて述べた後、一次元的、三次元的に冷却した岩石供試体を用いて-20℃の下で一軸圧縮試験を行い、冷却条件が岩石供試体の応力－ひずみ挙動や物性値に与える影響について検討した。得られた知見を以下にまとめる。

(1) 本研究で用いた支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩の物性は大きく異なり、支笏溶結凝灰岩は、美唄砂岩に比べ、軟弱でありかつ多孔質な岩石である。ただし、美唄砂岩の方が水による影響を強く受け、一軸圧縮強度などの物性値の低下が大きい。

(2) 乾燥、含水飽和両供試体ともに、一次元的、三次元的に冷却した岩石供試体の応力－ひずみ挙動と物性値の間には大きな差異は見られなかった。このことより、氷点下における岩石の力学的性質の検討の際には、簡易的な三次元冷却の条件で供試体を準備しても差し支えないと考えられる。

第 3 章　応力レベルと含水状態がクリープ挙動に与える影響

3.1 はじめに

第 1 章の研究の背景で指摘したように、寒冷地における岩盤斜面の法先表層は、凍結した状態で一定の応力を受ける環境に置かれる場合があると予想される。従って、その安定性の評価に関する基礎的検討として、氷点下における岩石のクリープ特性の解明が必要となる。常温下においては、クリープ試験による岩石の力学的挙動の時間依存性に関する検討が行われ、多くのことが明らかにされてきている（児玉ら、2001；大久保・秋、1993；竹村ら、2003；趙ら、1995；赤井ら、1979；Kranz、1979）。これに対し、氷点下におけるクリープ挙動の解明は、砂（Yang et al.、2010）、砂利（Huang & Speck、1986）、土（Qin et al.、2009）などを対象に行われてきているが、筆者の知る限り岩石に対しては実施されていない。本章では、乾燥と含水飽和の両供試体に対して、-20℃の温度下でクリープ試験を実施した。そして、氷点下におけるクリープ寿命やクリープ変形に与える応力レベルと含水状態の影響について検討した。

3.2 試験概要

岩石ブロック T2（支笏溶結凝灰岩）と S2（美唄砂岩）から作製した乾燥と含水飽和の両供試体に対して、-20℃の下で一定の大きさの一軸圧縮応力を負荷するクリープ試験を実施した。軸ひずみ速度 $\dot{\varepsilon}_a = 4.2\times10^{-4}$ /s における一軸圧縮強度を基準に、クリープ応力のレベルを表 3.1 の通りに設定した。支笏溶結凝灰岩では含水飽和供試体、美唄砂岩では乾燥供試体の一軸圧縮強度を基準とした。クリープ応力までの載荷速度は、一軸圧縮強度を求めた試験と同じく、$\dot{\varepsilon}_a = 4.2\times10^{-4}$ /s とし、3 日を越えても破断しなかった供試体を「未破壊の供試体」とし、途中で試験を停止した。各試験条件で 1～10 本の試験を実施した。2.3 で述べたように、供試体の両脇に設置した 2 本の軸方向変位計の平均値より軸ひずみを、供試体の中央に取り付けたリング型の径方向変位計より径ひずみを算出した。

表 3.1　クリープ応力

Rock type	Water condition	Creep stress σ_{cr} (MPa)				UCS (MPa)	σ_{cr}/UCS_{dry} (%)				σ_{cr}/UCS_{wet} (%)			
Welded tuff	Dry	10.3	12.9	14.2	15.5	17.4	59	74	82	89	40	50	55	60
	Wet	10.3	12.9	14.2	15.5	25.8								
Sandstone	Dry	50.4	67.2	75.6	80.0	84.0	60	80	90	95				
	Wet	50.4	54.6	71.0	-	58.7	60	65	85	-	86	93	121	-

3.3 試験結果および考察

3.3.1 クリープ変形

乾燥、含水飽和両供試体のクリープ曲線の例を図 3.1、3.2 に示す。横軸の時間は、応力が一定に達した時刻を0 sとしている。美唄砂岩の場合、乾燥供試体はいずれも未破壊であり、含水飽和供試体でのみ破断が見られたが、未破壊の供試体の径方向ひずみには不安定な挙動が見られた。このため、美唄砂岩の変形挙動に関しては、主に破断した供試体の結果のみで議論することにした。支笏溶結凝灰岩、美唄砂岩ともに、破断した供試体では、常温下と同様に、1 次、2 次、3 次クリープの 3 つの段階が見られる。これに対し、未破壊の供試体では、3 次クリープは見られず、クリープひずみは破断した供試体よりも小さい。中にはクリープ変形がほとんど現れない例も見られた（図 3.1(c)、図 3.2(b)）。また、支笏溶結凝灰岩で明らかなように、乾燥供試体と含水飽和供試体のひずみ量には差が見られ、軸、径方向ともに、含水飽和供試体の方が全体的に大きい。

乾燥、含水飽和両供試体におけるひずみ速度－時間線図とひずみ速度－残存寿命線図の例を各々図 3.3、3.4 および図 3.5、3.6 に示す。これらの図では、横軸の時間と残存寿命を対数で表示することにより、各々1 次クリープと 3 次クリープにおける挙動を強調している。なお、ノイズの影響を軽減するため、ひずみ速度は以下のような手順によって求めた。①クリープ曲線を一定のひずみ間隔に分割する。②各間隔におけるクリープひずみおよび時間の平均値を求める。③中央差分をとることにより各間隔における傾き（ひずみ速度）を算出する。上述したように、美唄砂岩の乾燥供試体は、すべて未破壊だったため、ひずみ速度－残存寿命線図を描くことが出来なかった。破断した供試体では、軸、径方向ともに、ひずみ速度は、1 次クリープ領域で減少し、2 次クリープ領域で最小値を示した後、3 次クリープ領域で増加する。未破壊の供試体では、1 次クリープ領域における減少のみが見られる。1 次、3 次クリープ領域におけるひずみ速度の変化は、両対数座標上で直線的であり、常温下における大久保・秋（1994）の結果と同様、その傾きの大きさはおおよそ 1 である。なお、支笏溶結凝灰岩の場合、乾燥供試体の線図（図3.3(a)、(b)）では、2次クリープ領域でひずみ速度の増減が見られるのに対し、含水飽和供試体の線図（図 3.3(a)、(b)）は滑らかである。乾燥供試体では空隙の圧壊によりひずみ速度が変動し、また、含水飽和供試体では間隙氷が存在するため空隙の圧壊は起こらず、間隙氷が延性的に変形したため、線図が滑らかになったと考えられる。なお、美唄砂岩の含水飽和供試体では、2 次クリープ領域でひずみ速度の突発的な増加が見られるが、これは、破断に至らない程度の小規模な破壊によるものと考えられる。

乾燥、含水飽和供試体におけるひずみ速度－クリープひずみ線図の例を図 3.7、3.8 に示す。支笏溶結凝灰岩では、乾燥供試体と含水飽和供試体との間に差異が見られる。すなわち、乾燥供試体

では、2 次クリープ領域のひずみ量が全体のひずみ量の 20～40%程度を占めており、線図の形状が U 字型となっている。これに対し、含水飽和供試体の線図は V 字型であり、2 次クリープ領域のひずみ量がとても小さい。また、含水飽和供試体では、破断時のクリープひずみの 10～20%の間でひずみ速度が最小値を示しており、相対的に 3 次クリープ領域のひずみ量が大きくなっている。美唄砂岩の場合、含水飽和供試体に比べ、乾燥供試体の方が、1 次クリープ領域における軸方向の線図の傾きは大きい。乾燥供試体では、ひずみ速度が急激に減少し、クリープ変形が進行せず、未破壊になったものと解釈できる。また、美唄砂岩の含水飽和供試体の線図は、増減を繰り返しているためその形状は不明確であるが、少なくとも支笏溶凝灰岩のような V 字型にはなっていない。

破断した供試体について、最小ひずみ速度 $\dot{\varepsilon}_{\min}$(/s)とその値を示した時間 $t_{\min}$(s)の関係を図 3.9、3.10 に示す。いずれの場合も、$\dot{\varepsilon}_{\min}$ が小さいほど $t_{\min}$ は大きい傾向が認められる。また、支笏溶結凝灰岩では、全体的に見ると、乾燥供試体に比べて含水飽和供試体の $\dot{\varepsilon}_{\min}$ は大きく、両供試体における $\dot{\varepsilon}_{\min}$ と $t_{\min}$ の関係は異なる。$\dot{\varepsilon}_{\min}$(/s)と $t_{\min}$(s)の関係を直線回帰すると、各々次式のようになる。

支笏溶結凝灰岩

乾燥・軸: $$\log\dot{\varepsilon}_{\min} = -1.03\log t_{\min} - 3.76 \quad (3.1)$$

含水飽和・軸: $$\log\dot{\varepsilon}_{\min} = -0.97\log t_{\min} - 3.19 \quad (3.2)$$

乾燥・径: $$\log\dot{\varepsilon}_{\min} = -1.14\log t_{\min} - 3.59 \quad (3.3)$$

含水飽和・径: $$\log\dot{\varepsilon}_{\min} = -0.99\log t_{\min} - 3.20 \quad (3.4)$$

美唄砂岩

含水飽和・軸: $$\log\dot{\varepsilon}_{\min} = -1.00\log t_{\min} - 3.79 \quad (3.5)$$

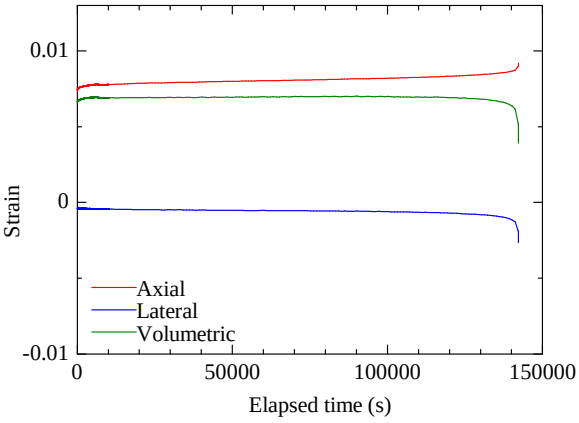
含水飽和・径: $$\log\dot{\varepsilon}_{\min} = -0.77\log t_{\min} - 4.37 \quad (3.6)$$

支笏溶結凝灰岩では、いずれも 0.95 以上の高い相関係数を示し、回帰直線の傾きはほぼ-1 になっており、凝灰岩と砂岩を対象とした山下ら（1994；1997）、花崗岩を対象とした藤井ら（1997）の常温下における結果と定性的に一致する。これに対し、美唄砂岩では、含水飽和供試体の軸方向の回帰直線の傾きはほぼ-1 であるが、径方向の回帰直線の傾きはおよそ-0.77 であり、上記の既往の研究結果と定性的に一致しない。これは、相関係数が 0.9 以下であり、比較的低いことから、供試体の違いによるばらつきの影響を受けていると考えられる。

支笏溶結凝灰岩の軸、径両方向のひずみ速度が最小となる時のクリープひずみの値とクリープ応力の関係を図 3.11 に示す。すでに述べたように、美唄砂岩の乾燥供試体はすべて未破壊であったため、ひずみ速度が最小となる時のクリープひずみの値を求めることが出来ず、含水飽和供試体と比較することが出来ない。そのため、ここでは、支笏溶結凝灰岩のみを分析の対象とする。乾燥、含

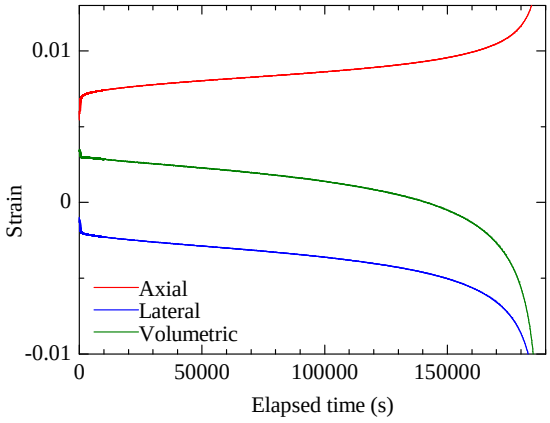
水飽和両供試体ともに、ばらつきが大きく、ひずみ値の明確なクリープ応力依存性は認められない。乾燥供試体と含水飽和供試体の軸ひずみの平均値は各々0.5×10^{-3}、3.9×10^{-3} であり、径ひずみの平均値は各々-0.6×10^{-3}、-2.8×10^{-3}である。一軸圧縮試験のピーク応力におけるひずみと同様、クリープ試験においてひずみ速度が最小となる時のひずみの値は、含水飽和供試体の方が大きい。

以上より、支笏溶結凝灰岩では、乾燥、含水飽和両供試体の変形性の間に類似点が見られる一方、相違点も見られ、両者の変形・破壊プロセスには異なる点があると考えられる。Mellor & Cole（1982）が多結晶氷に対して行った一軸圧縮試験の結果を見ると、ピーク強度における軸ひずみの値は約 10×10^{-3} である。また、Song ら（2008）が多結晶氷に対して行ったクリープ試験の結果を見ると、軸ひずみ速度が最小となる時の軸ひずみの値は約 10×10^{-3} である。本研究で得られた含水飽和供試体の値は、乾燥供試体に比べ、これらの多結晶氷の値に近い。また、Song ら（2008）のクリープ試験の結果を見ると、2 次クリープ領域におけるひずみ量は小さく、3 次クリープ領域におけるひずみ量が全体のひずみの大半を占めている。支笏溶結凝灰岩の含水飽和供試体のひずみ速度－ひずみ線図は上述したように V 字型を示し、3 次クリープ領域のひずみ量が大きく、多結晶氷のクリープ変形の特徴と一致している。これらのことより、含水飽和供試体では、乾燥供試体とは異なり、間隙氷の変形の影響が強く現れ、ひずみ量が大きくなったと考えられる。一方、美唄砂岩の含水飽和供試体では、乾燥供試体に比べ、1 次クリープ領域における軸ひずみ速度－軸クリープひずみ線図の傾きが小さいなど、両含水状態での挙動の間に差異が見られたものの、上記の支笏溶結凝灰岩のような特徴は認められない。これは、支笏溶結凝灰岩に比べ、美唄砂岩では供試体を占める間隙氷の量が少なく、間隙氷の変形の影響があまり現れなかったためと考えられる。



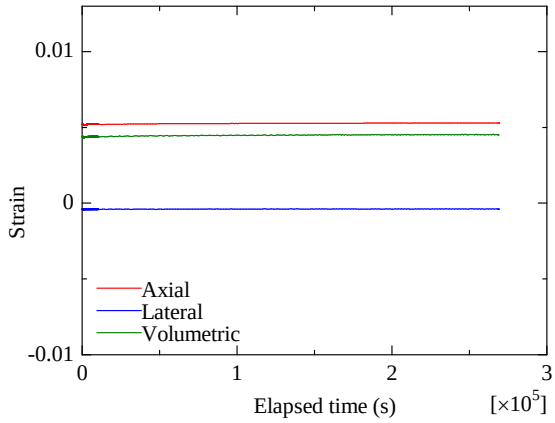
(a) 破断した乾燥供試体

(σ_{cr}=12.9 MPa)



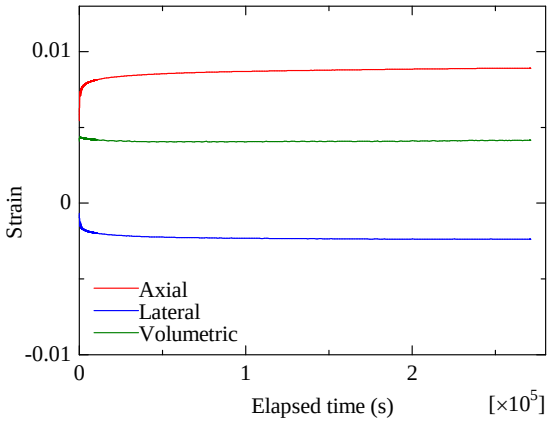
(b) 破断した含水飽和供試体

(σ_{cr}=12.9 MPa)



(c) 未破壊の乾燥供試体

(σ_{cr}=10.3 MPa)

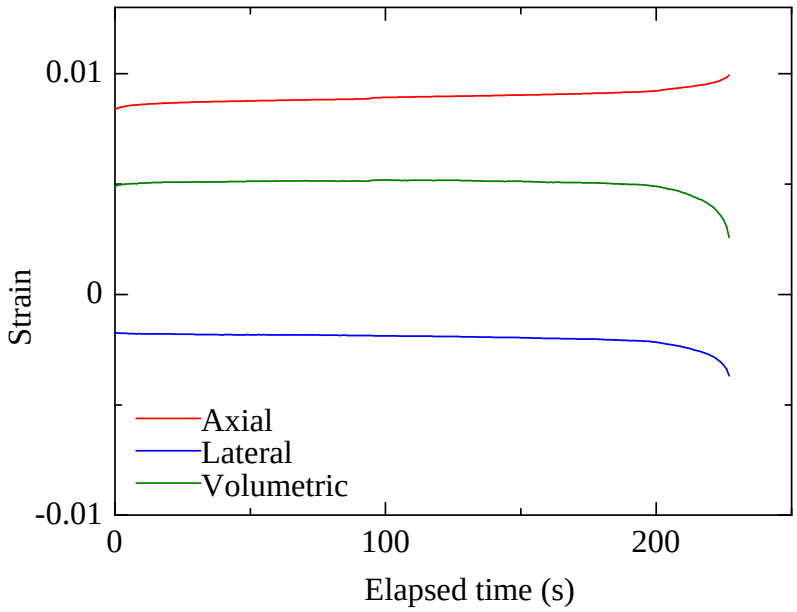


(d) 未破壊の含水飽和供試体

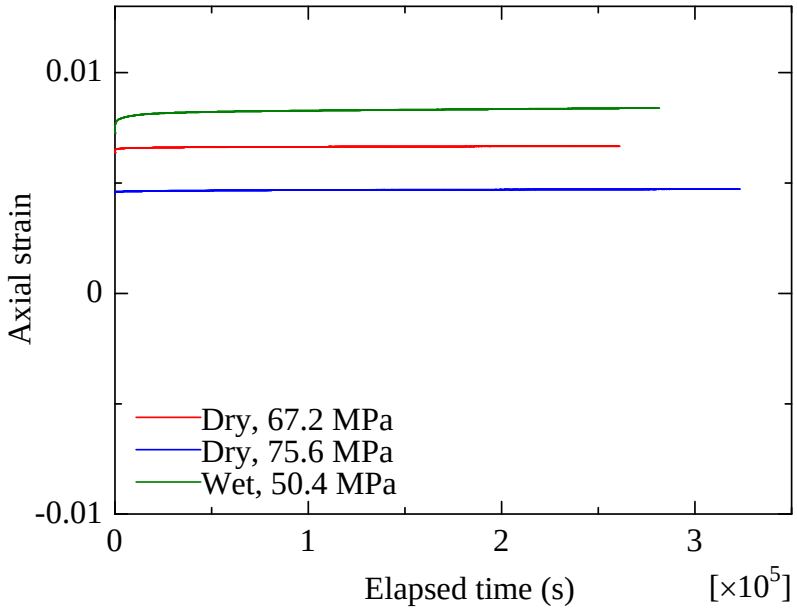
(σ_{cr}=10.3 MPa)

図 3.1 支笏溶結凝灰岩のクリープ曲線の例

σ_{cr} はクリープ応力

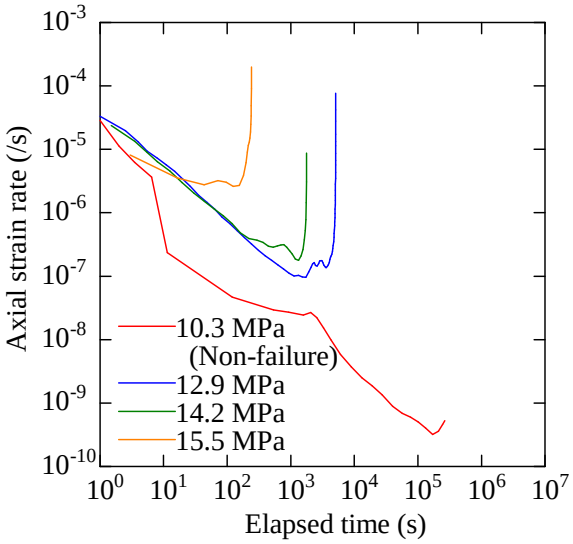


(a) 破断した含水飽和供試体（σ_{cr}=50.4 MPa）

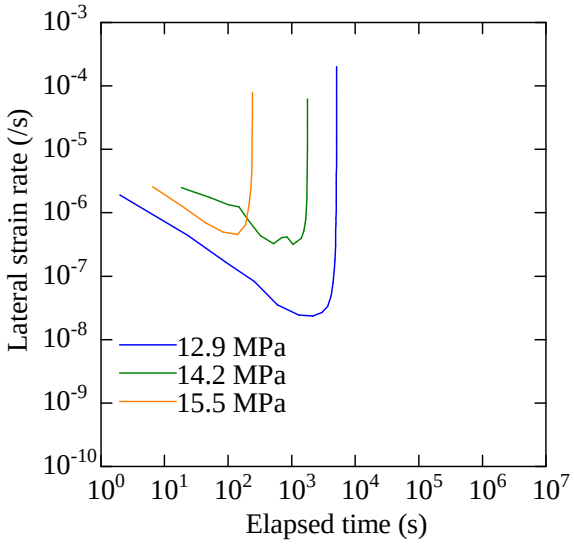


(b) 未破壊の供試体（軸方向のみ）

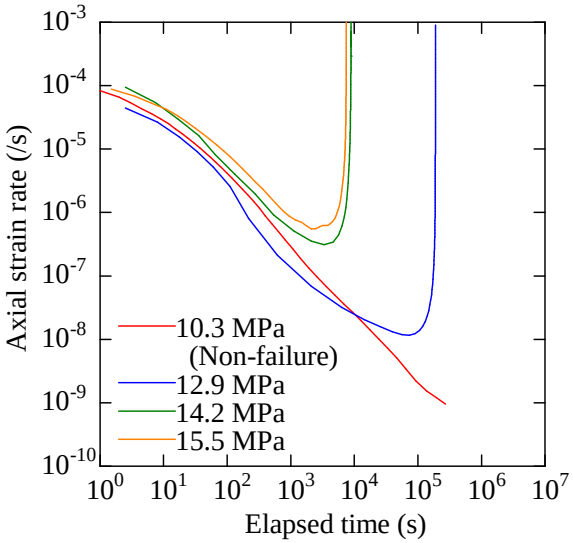
図 3.2 美唄砂岩のクリープ曲線の例



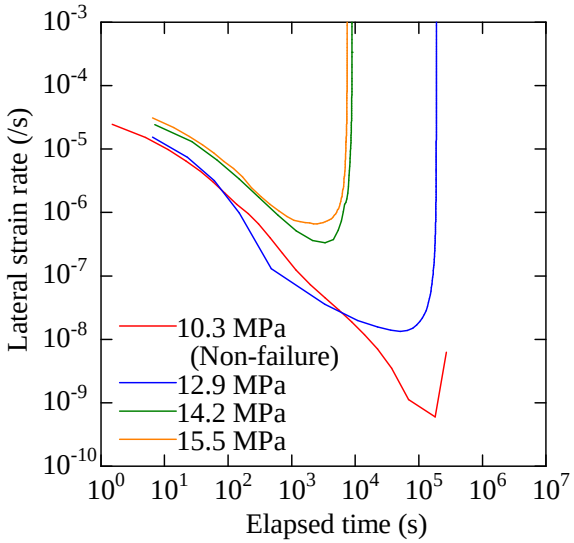
(a) 乾燥供試体（軸方向）



(b) 乾燥供試体（径方向）

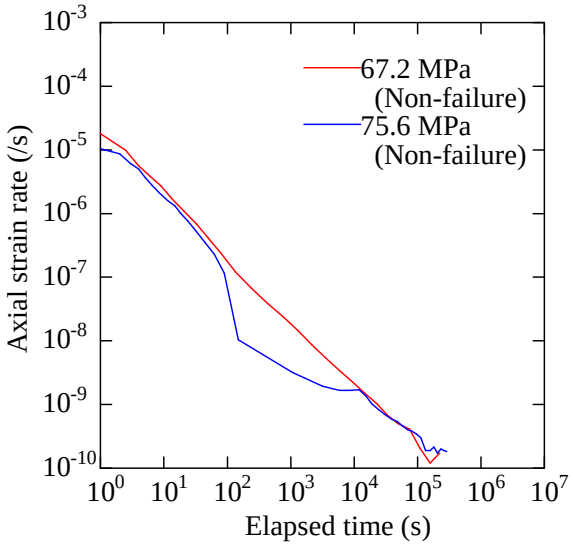


(c) 含水飽和供試体（軸方向）

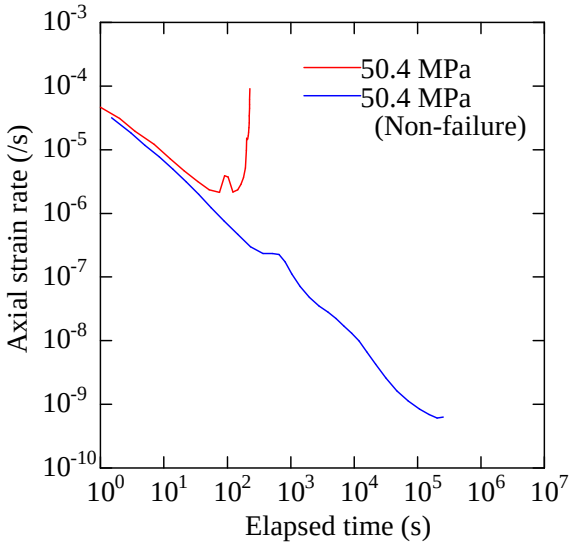


(d) 含水飽和供試体（径方向）

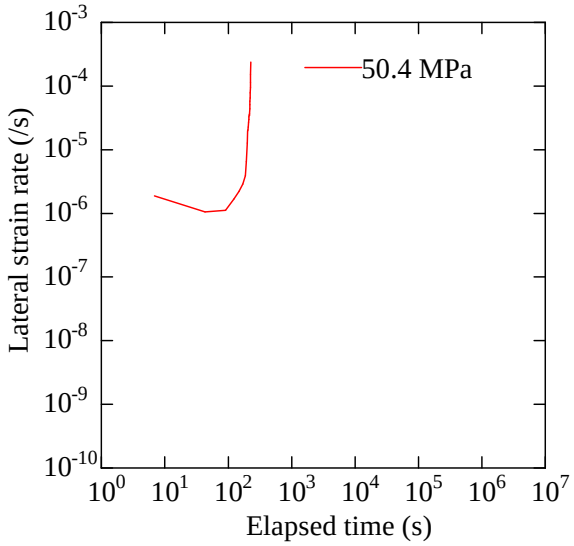
図 3.3 支笏溶結凝灰岩のひずみ速度－時間線図の例



(a) 乾燥供試体（軸方向）

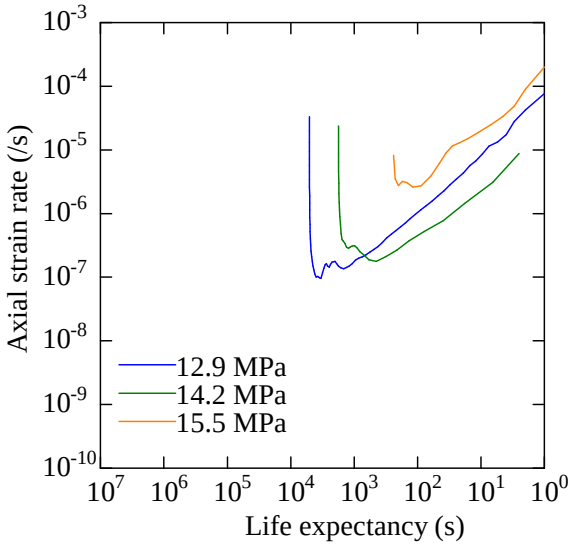


(b) 含水飽和供試体（軸方向）

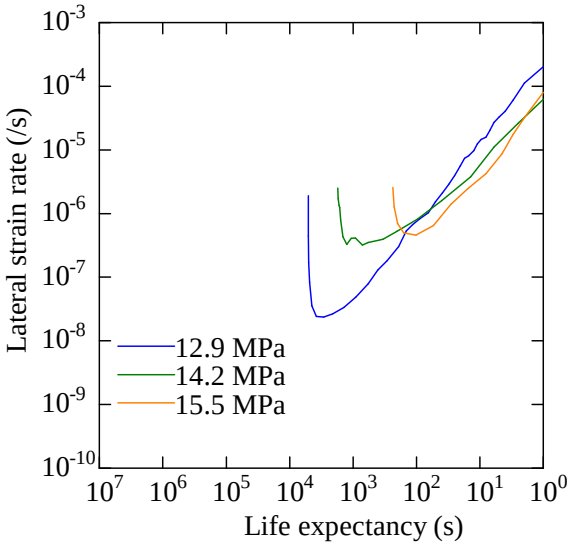


(c) 含水飽和供試体（径方向）

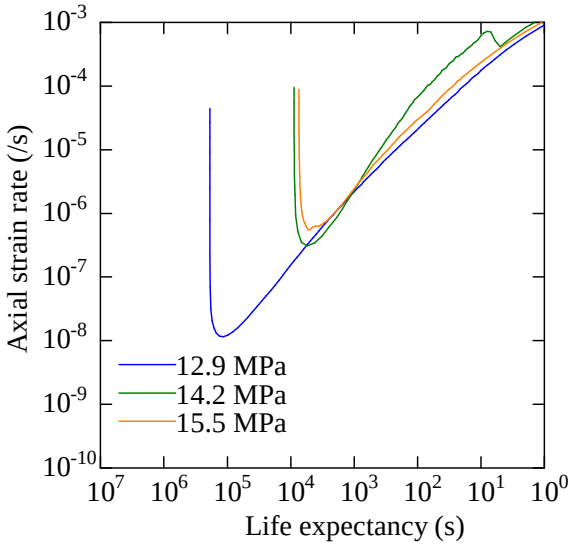
図 3.4 美唄砂岩のひずみ速度－時間線図の例



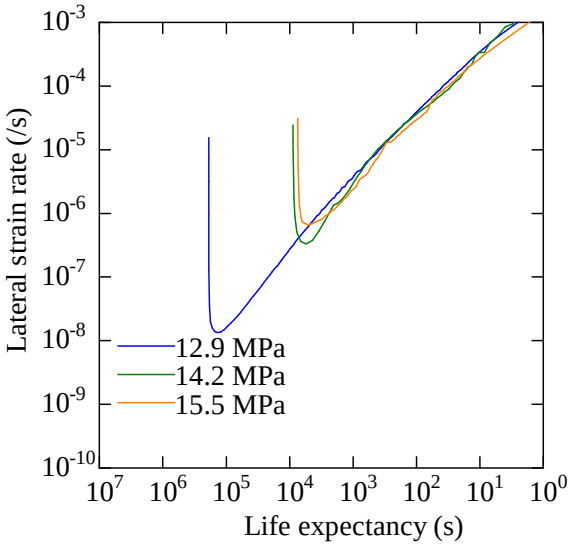
(a) 乾燥供試体（軸方向）



(b) 乾燥供試体（径方向）

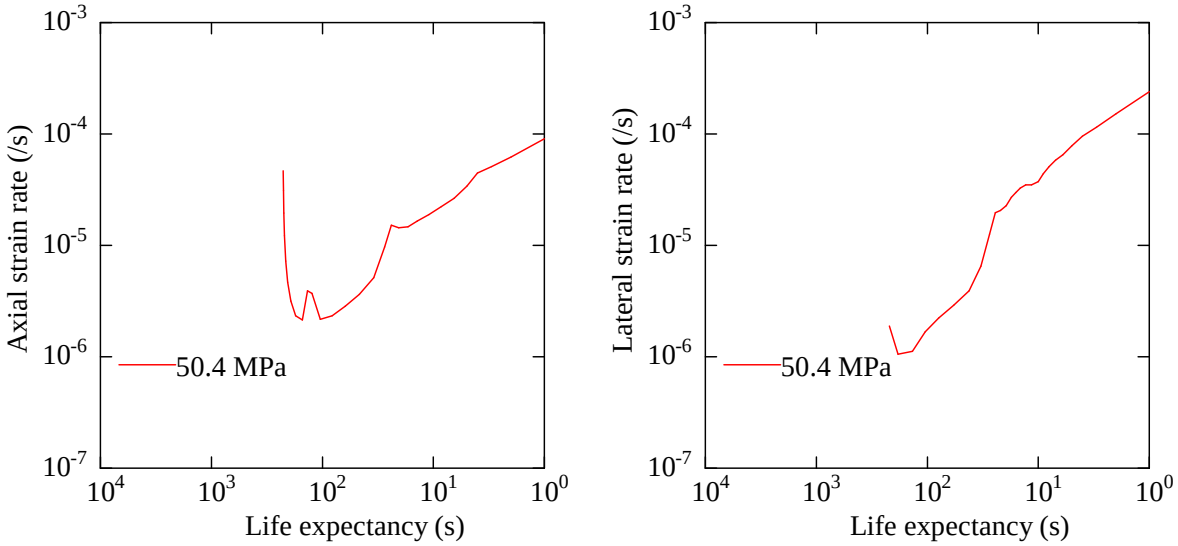


(c) 含水飽和供試体（軸方向）



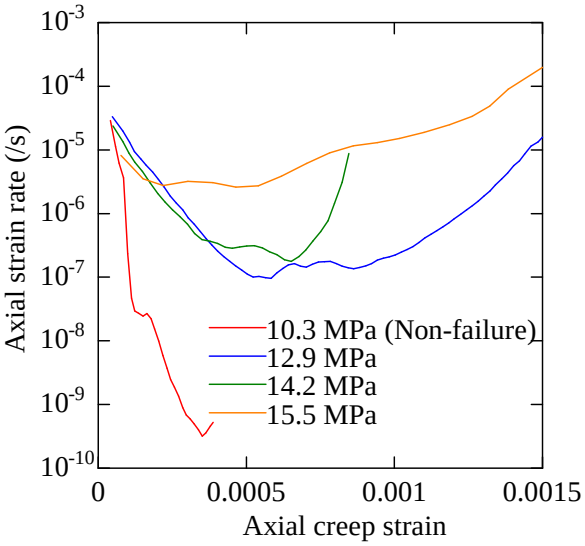
(d) 含水飽和供試体（径方向）

図 3.5 支笏溶結凝灰岩のひずみ速度－残存寿命線図の例

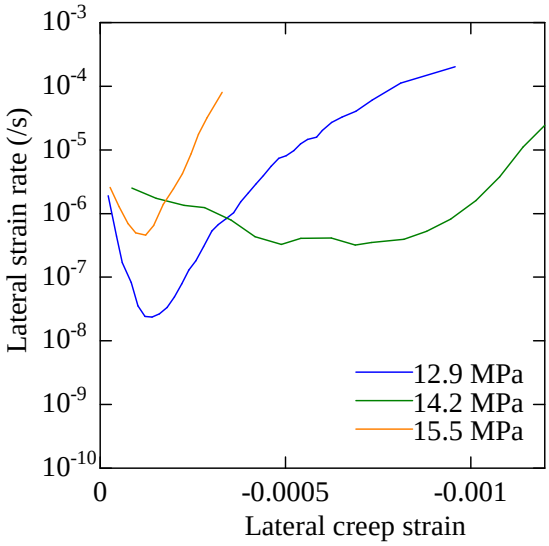


(a) 含水飽和供試体（軸方向）　　(b) 含水飽和供試体（径方向）

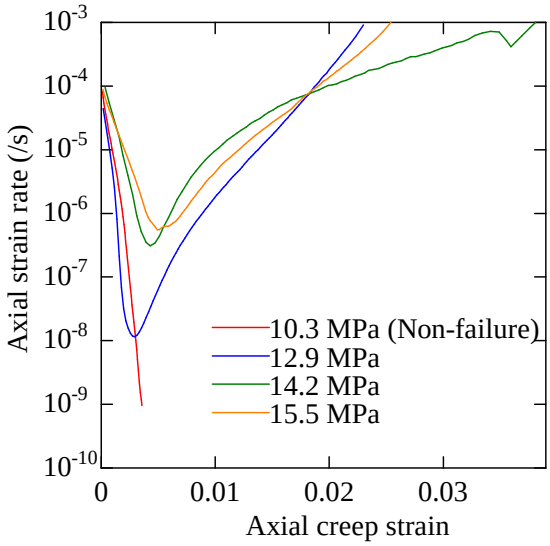
図 3.6 美唄砂岩のひずみ速度－残存寿命線図の例



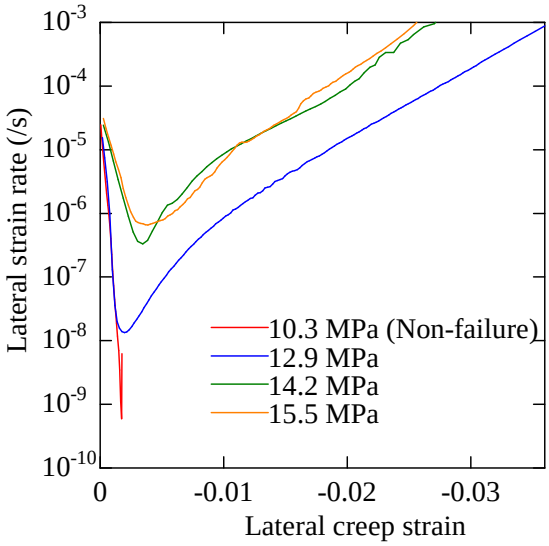
(a) 乾燥供試体（軸方向）



(b) 乾燥供試体（径方向）

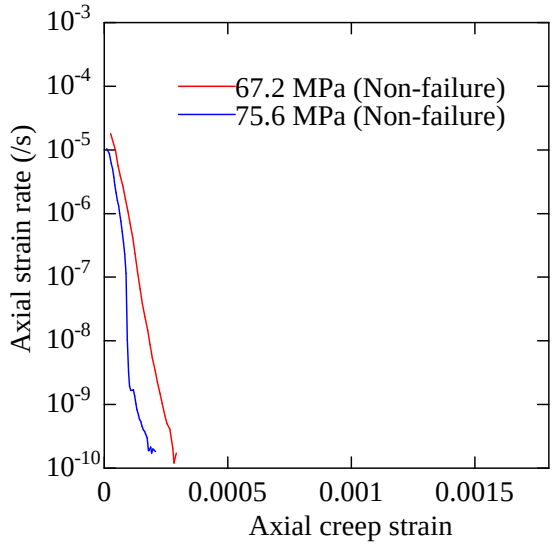


(c) 含水飽和供試体（軸方向）

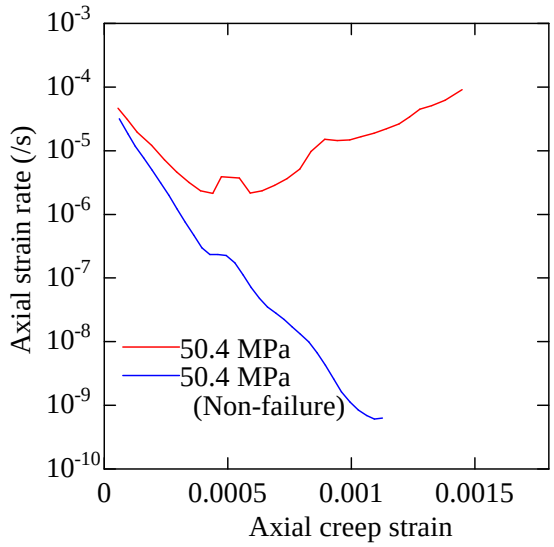


(d) 含水飽和供試体（径方向）

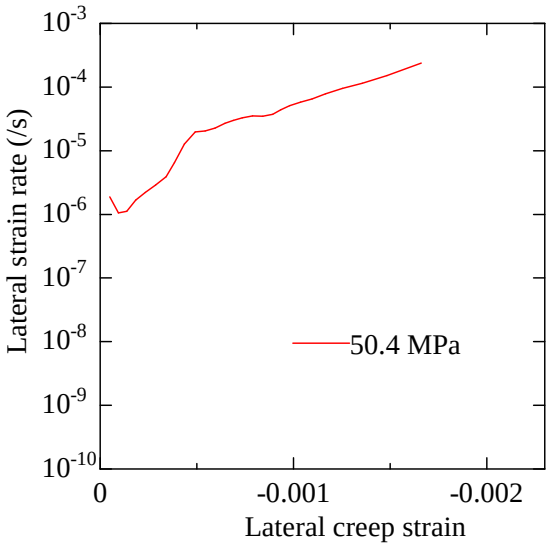
図 3.7 支笏溶結凝灰岩のひずみ速度ークリープひずみ線図の例



(a) 乾燥供試体（軸方向）

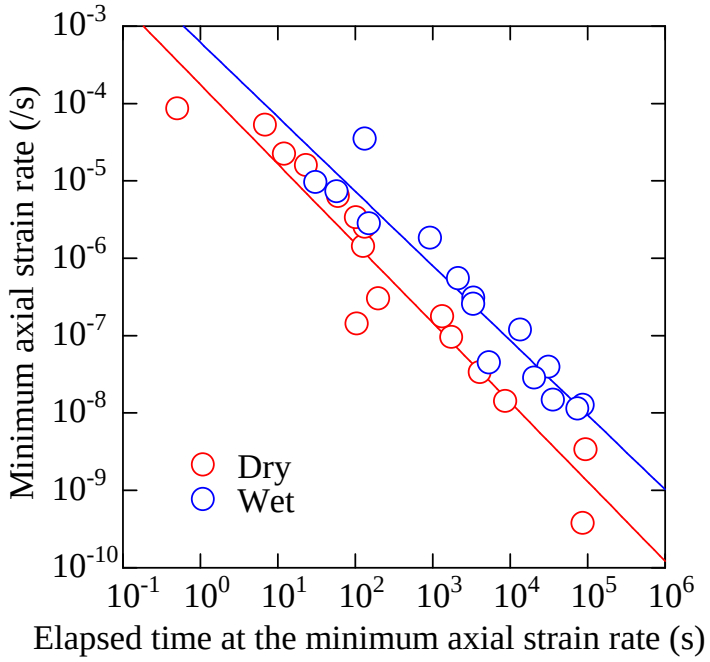


(b) 含水飽和供試体（軸方向）

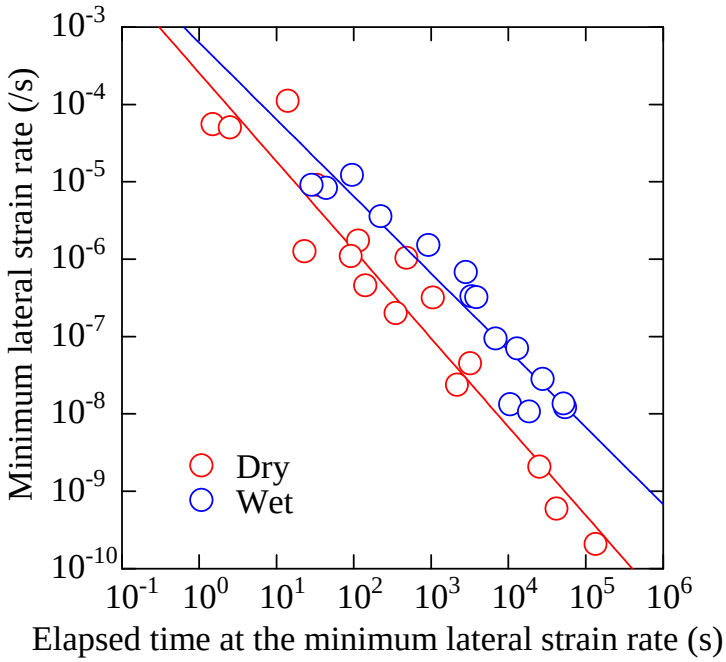


(c) 含水飽和供試体（径方向）

図 3.8 美唄砂岩のひずみ速度－クリープひずみ線図の例

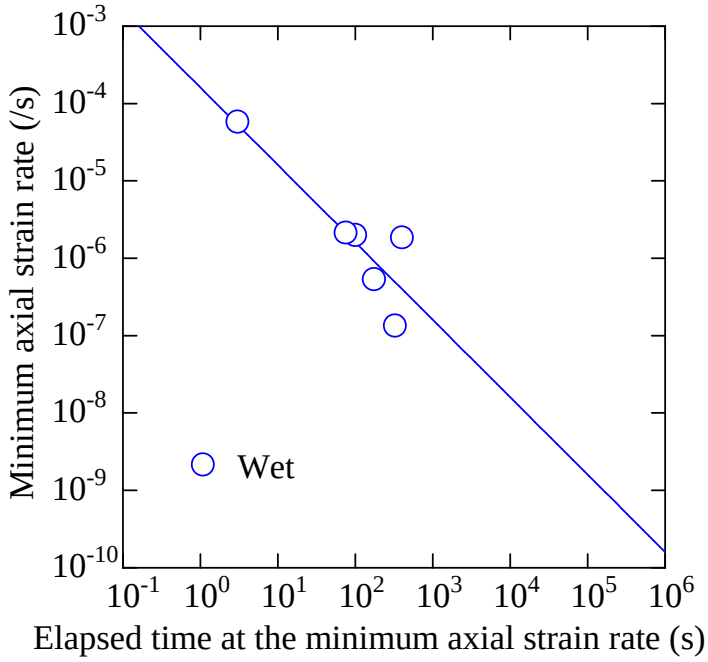


(a) 軸方向

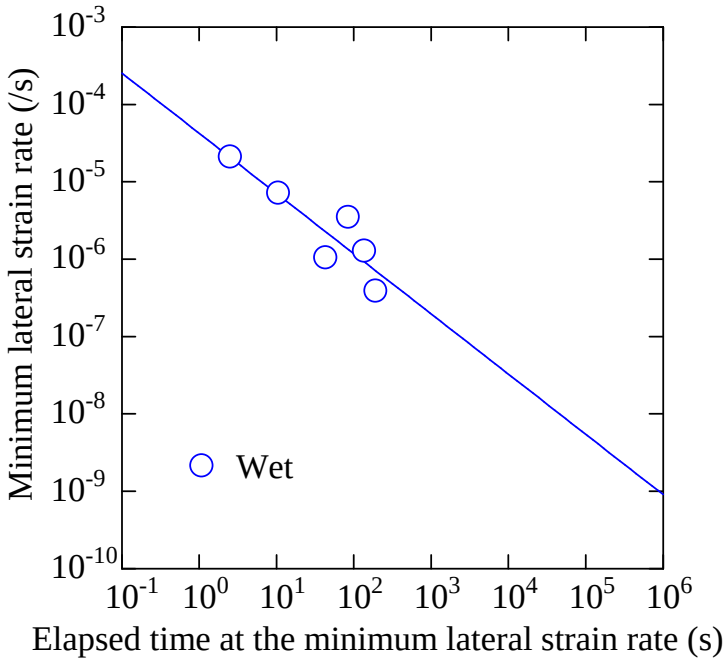


(b) 径方向

図 3.9 支笏溶結凝灰岩の最小ひずみ速度とその値を示した時間の関係

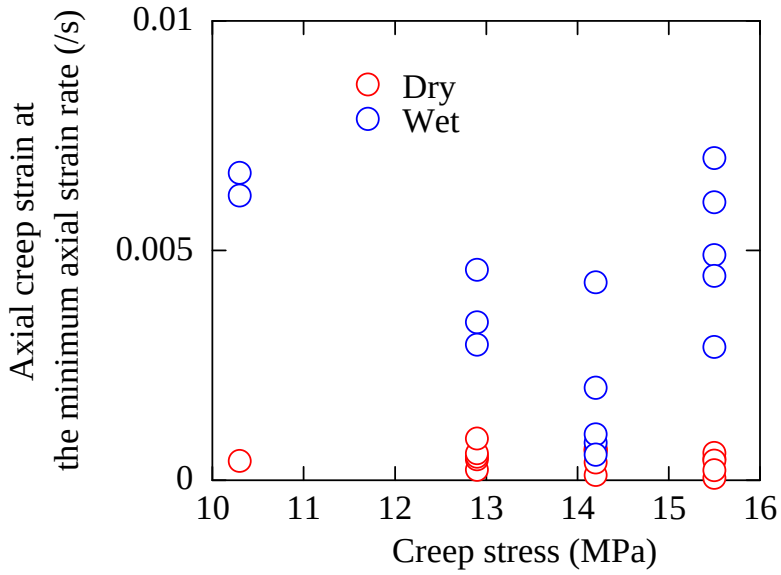


(a) 軸方向

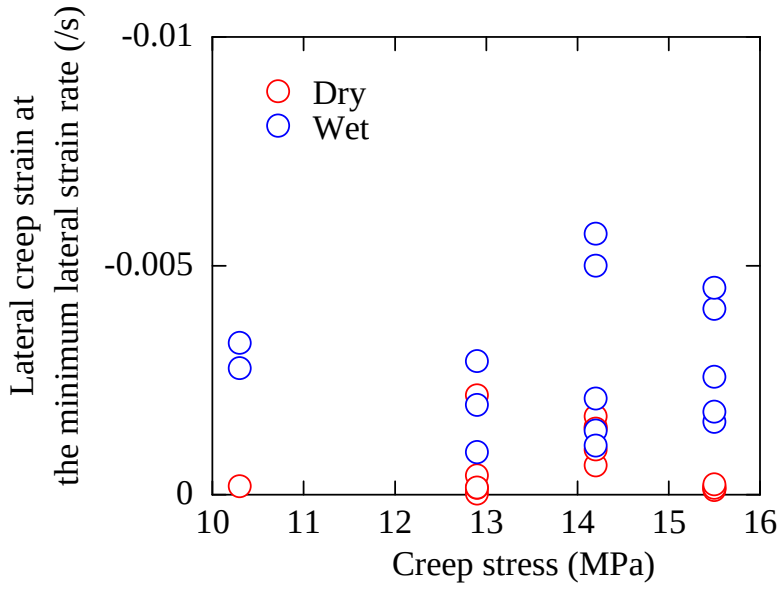


(b) 径方向

図 3.10 美唄砂岩の最小ひずみ速度とその値を示した時間の関係



(a) 軸方向



(b) 径方向

図 3.11 支笏溶結凝灰岩のひずみ速度が最小となる時のクリープひずみとクリープ応力の関係

3.3.2 クリープ応力とクリープ寿命の関係

クリープ応力とクリープ寿命の関係を図 3.12 に示す。未破壊の供試体については、試験を停止した時間を記している。クリープ寿命のばらつきが大きいものの、クリープ応力とクリープ寿命の間には、次のような傾向が認められる。支笏溶結凝灰岩の場合、乾燥供試体では、クリープ応力が小さいほどクリープ寿命は長くなり、両者の間に負の相関がある。含水飽和供試体では、応力レベルが 14.2 MPa 以上の場合はクリープ寿命とクリープ応力の関係は不鮮明であるが、応力レベルが 12.9 MPa 以下の場合はクリープ応力が小さくなるとクリープ寿命は長くなる。美唄砂岩の場合、含水飽和供試体では、クリープ応力が小さいほどクリープ寿命は長くなり、両者の間に負の相関が見られる。また、クリープ応力が 50.4 MPa の場合、クリープ寿命は 1,000 s 以下または 3 日以上となり、クリープ寿命が極端に短い場合と極端に長い場合に二分化される。乾燥供試体はいずれも未破壊であり、クリープ応力とクリープ寿命の関係は不明である。

美唄砂岩の場合、乾燥供試体はいずれも未破壊であることから、本試験におけるクリープ応力の範囲（50.4 MPa 以上）では、含水飽和供試体の方がクリープ寿命は短いといえる。含水飽和供試体では間隙氷の圧力融解が起きたと仮定すれば、試験結果を説明できる。2.2 で述べたように、美唄砂岩は水の影響を受けやすい。圧力融解により生じた間隙水が応力腐食を促進させたため、乾燥供試体に比べ、クリープ寿命が著しく短くなったと解釈できる。

支笏溶結凝灰岩の場合、以下のような特徴が見られる。クリープ応力が 15.5 MPa 以上の場合、含水飽和供試体の方がクリープ寿命は明らかに長い。一方、クリープ応力が 14.2 MPa 以下の場合、両者の長短は明確でない。特に、クリープ応力が 14.2 MPa 以下の場合は未破壊の供試体もあり、両者の比較は難しい。クリープ寿命を比較するために、未破壊の供試体のクリープ寿命をその変形挙動から推定することを試みた。

支笏溶結凝灰岩について、クリープ寿命が 1,000 s 以上の供試体の、時間 10 s における軸ひずみ速度 $\dot{\varepsilon}_{a10}$ とクリープ寿命 t_f の関係を図 3.13 に示す。1 次クリープ領域においてはひずみの増加が大きく、ひずみ速度に差が現れやすいこと、2 次クリープ領域においてはひずみの増加が小さく、ノイズの影響を受けやすいこと、データの平滑化処理を行うため、クリープ開始直後に対する計算が不可能であることを考慮し、可能な限り早期の段階の挙動に着目することにした。時間 10、100、1,000 s において軸ひずみ速度とクリープ寿命の関係について調べたが、ここでは、両者の相関が最も強かった 10 s における関係について述べる。未破壊の供試体の t_f は、試験停止時間を記している。また、図中の軸ひずみ速度は、クリープ曲線の時間 10±1.5 s の範囲内のデータに対する近似直線の傾きから算出しており、3.3.1 で述べた軸ひずみ速度とは異なる方法で求めている。

乾燥、含水飽和両供試体ともに、$\dot{\varepsilon}_{a10}$ が小さいほど t_f は大きくなり、両者の間には負の相関が見られる。また、若干の例外を除き、乾燥、含水飽和両供試体ともに、未破壊の供試体の $\dot{\varepsilon}_{a10}$ は、破断した供試体の値よりも小さい。ただし、両供試体の間で $\dot{\varepsilon}_{a10}$ と t_f の関係は異なり、含水飽和供試体の方が $\dot{\varepsilon}_{a10}$ は 1 オーダ程度大きい。$\dot{\varepsilon}_{a10}$ (/s)と t_f(s)の関係を最小二乗法で近似すると、次式が得られる。

乾燥: $$\log \dot{\varepsilon}_{a10} = -0.09 \log t_f - 4.90 \quad (3.7)$$

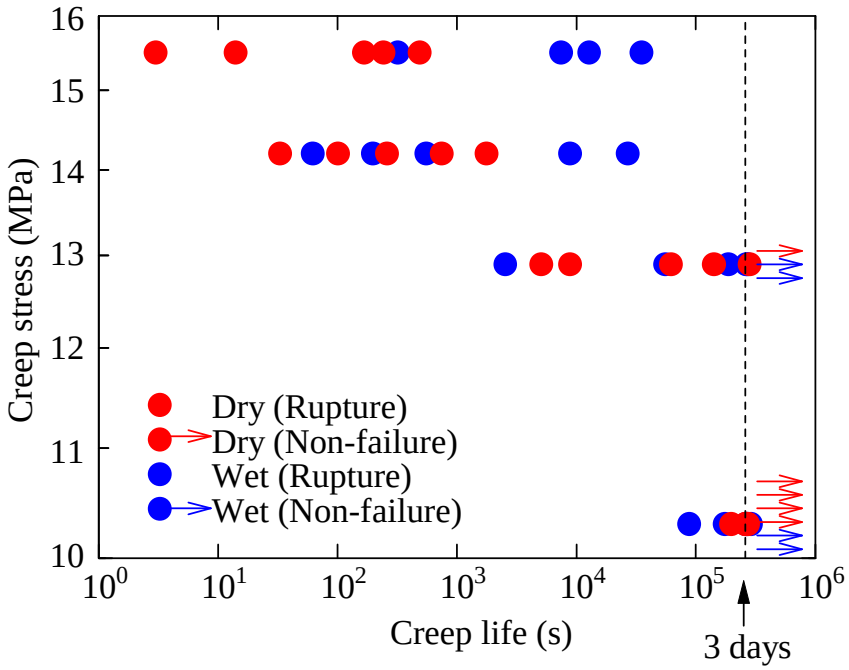
含水飽和: $$\log \dot{\varepsilon}_{a10} = -0.14 \log t_f - 3.79 \quad (3.8)$$

(3.7)式、(3.8)式を用いて推定した支笏溶結凝灰岩の未破壊の供試体のクリープ応力 σ_{cr}(MPa)とクリープ寿命 t_f(s)の関係を図 3.14 に示す。クリープ応力が等しい場合、含水飽和供試体のクリープ寿命の推定値は、乾燥供試体の推定値よりも例外なく短い。また、クリープ応力が 10.3 MPa の場合、破断した乾燥供試体は 1 個だけであったのに対し、破断した含水飽和供試体は 3 個であった。これらのことより、クリープ応力が小さくなると、乾燥供試体よりも含水飽和供試体の方がクリープ寿命は短くなると考えられる。(3.7)式と(3.8)式による推定値も含めて、両者の関係を各々最小二乗法で近似すると、次式が得られる。

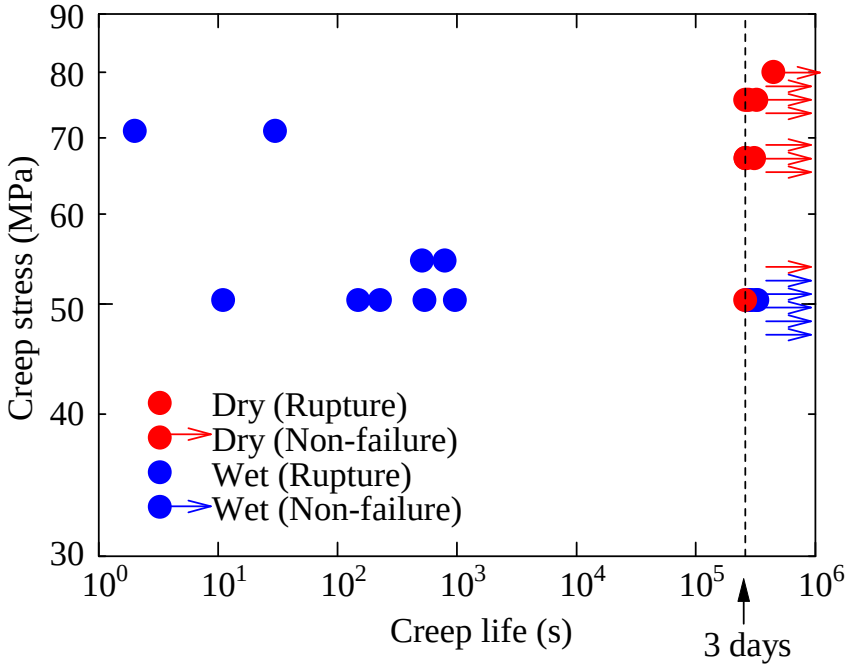
乾燥: $$\log \sigma_{cr} = -0.022 \log t_f + 1.218 \quad (3.9)$$

含水飽和: $$\log \sigma_{cr} = -0.102 \log t_f + 1.556 \quad (3.10)$$

(3.9)式と(3.10)式を用いると、13.4 MPa（含水飽和供試体の一軸圧縮強度の 52%）以下の応力レベルでは、乾燥供試体よりも含水飽和供試体の方がクリープ寿命は短くなると推定できる。このことは、間隙氷の存在および圧力融解により生じた間隙水の応力腐食促進効果により説明出来る。クリープ応力が大きいと、クリープ寿命が短くなるため、岩石が間隙水と接触する時間は短くなる。よって、応力腐食はあまり促進されず、間隙氷が荷重を支持することにより、間隙周辺の応力集中が緩和される効果、すなわちインクルージョン効果により、乾燥供試体よりも含水飽和供試体の方がクリープ寿命は長くなる。しかし、クリープ応力が小さいと、岩石が間隙水と接触する時間は長くなり、応力腐食が促進される。これが間隙氷のインクルージョン効果を上回ることにより、乾燥供試体よりも含水飽和供試体の方がクリープ寿命は短くなる。なお、美唄砂岩では、未破壊の供試体が多かったため、上記の支笏溶結凝灰岩のような初期のひずみ速度に基づくクリープ寿命の推定を行うことが出来なかった。



(a) 支笏溶結凝灰岩



(b) 美唄砂岩

図 3.12 クリープ応力とクリープ寿命の関係

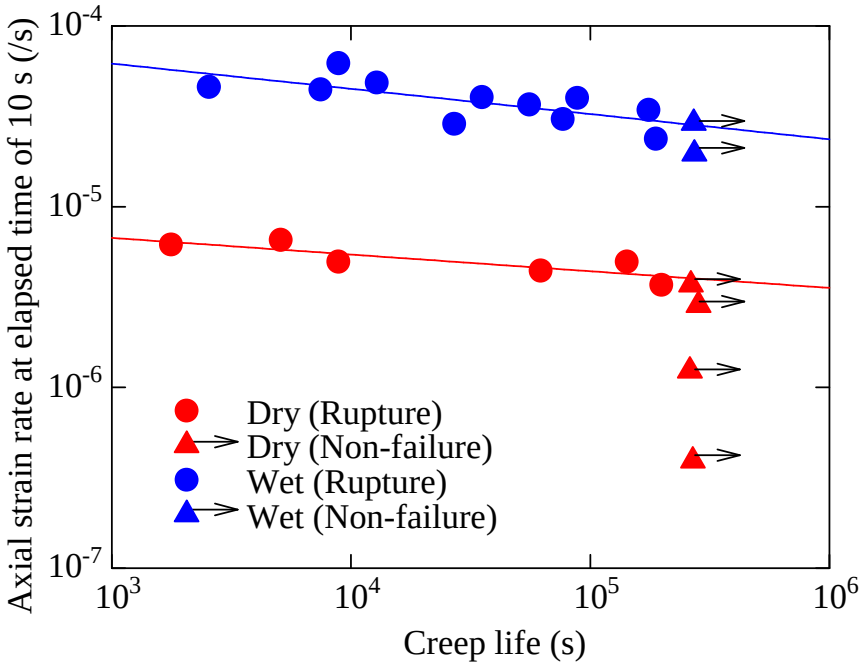


図 3.13　支笏溶結凝灰岩の時間 10 s における軸ひずみ速度とクリープ寿命の関係

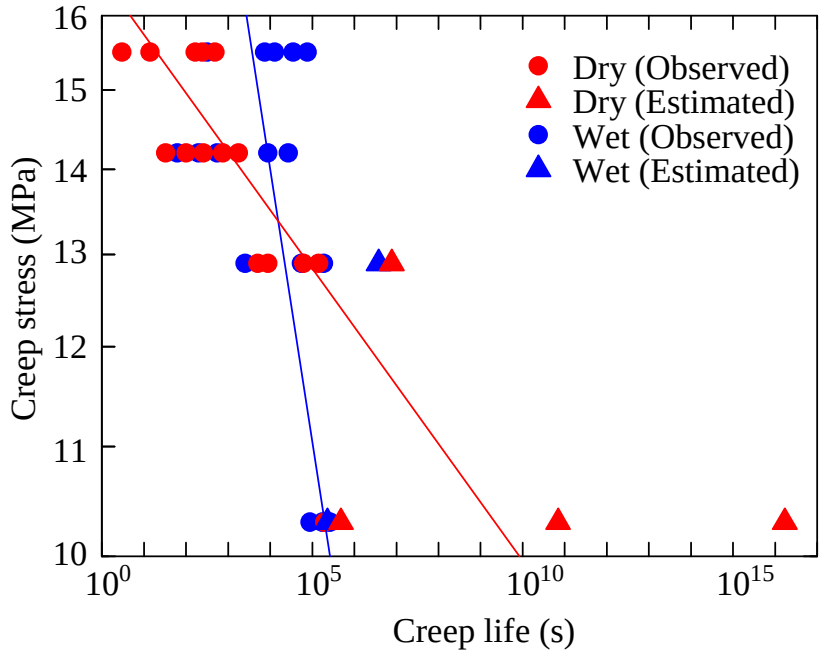


図 3.14　支笏溶結凝灰岩のクリープ応力と推定値を含めたクリープ寿命の関係

3.4 本章のまとめ

本章では、氷点下における岩石のクリープ寿命やクリープ変形に与える応力レベルと含水状態の影響を明らかにするため、支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩の乾燥、含水飽和両供試体に対して、-20℃の温度下でクリープ試験を実施した。得られた知見を以下にまとめる。

(1)支笏溶結凝灰岩では、乾燥、含水飽和両供試体の変形性に明確な相違点が見られることを明らかにした。すなわち、乾燥供試体と含水飽和供試体のひずみ速度－クリープひずみ線図の形状は異なり、含水飽和供試体の線図は多結晶氷と類似の形状を示し、3 次クリープ領域のひずみ量が全体のひずみの大半を占めることを見出した。そして、このことより、支笏溶結凝灰岩の含水飽和供試体の変形・破壊挙動は、間隙氷の変形の影響を強く受けていることを指摘した。一方、美唄砂岩では、乾燥、含水飽和両供試体の変形挙動に差異が見られたものの、支笏溶結凝灰岩のような特徴が見られないことから、含水飽和供試体中の間隙氷の量が少ないため、間隙氷の変形の影響があまり現れなかったことを指摘した。

(2)支笏溶結凝灰岩では、1 次クリープ領域における軸ひずみ速度とクリープ寿命の間に相関があることを見出し、未破壊の供試体のクリープ寿命を推定した。そして、応力レベルが小さい場合には、乾燥供試体に比べ、含水飽和供試体の方がクリープ寿命は短くなると予測した。一方、美唄砂岩では、含水飽和供試体の方が常にクリープ寿命は短くなることを明らかにし、これらの結果は、間隙氷のインクルージョン効果と圧力融解により生じた間隙水の応力腐食促進効果により解釈できることを示した。

第 4 章　載荷速度と含水状態が強度・変形性に与える影響

4.1 はじめに

第 3 章では、クリープ試験により、氷点下における岩石の力学的挙動の時間依存性について検討した。しかし、試験には長時間を要し、未破壊の供試体が現れるなど、氷点下における岩石の長期的性質については、未解明な点もあった。第 1 章で述べたように、常温下においては、クリープ、一軸圧縮両試験における時間依存性の間に関連性があることが明らかにされており（大久保、1991；福井ら 1989）、一軸圧縮試験や三軸圧縮試験により、岩石の長期的性質に関する検討も行われている（Ma & Daemon、2006；大久保ら、1992；Sartkaew & Fuenkajorn、2014）。従って、これらの試験を実施することにより、氷点下においても、比較的短時間で、長期的性質を調べられることが期待される。そこで、本章では、乾燥、含水飽和両供試体に対して、-20℃の温度の下で、軸ひずみ速度を数段階に設定して一軸圧縮試験を実施した。そして、一軸圧縮応力下における氷点下での岩石の強度や変形性に与える載荷速度と含水状態の影響について検討した。

4.2 試験概要

岩石ブロック T3（支笏溶結凝灰岩）と S3（美唄砂岩）から作製した乾燥、含水飽和両供試体に対して、2.3 で述べた試験システムを用いて、-20℃の下で一軸圧縮試験を実施した。軸ひずみ速度は 4.2×10^{-7}、4.2×10^{-6}、4.2×10^{-5}、4.2×10^{-4}、4.2×10^{-3} /s の 5 通りとし、各条件で 4～6 本ずつ実施した。破壊までに要する時間は、最も遅い軸ひずみ速度（4.2×10^{-7} /s）の下で、約 27 時間であった。データのサンプリング速度は 0.017～100 Hz とし、軸ひずみ速度に応じて設定した。2.3 で述べたように、供試体の両脇に設置した 2 本の軸方向変位計の平均値により軸ひずみを求め、供試体の中央に取り付けたリング型の径方向変位計により径ひずみを計測した。

4.3 試験結果および考察

4.3.1 応力とひずみの関係

乾燥、含水飽和両供試体の各軸ひずみ速度における応力－ひずみ線図の例を図 4.1、4.2 に示す。また、応力－ひずみ線図の特徴をより詳しく分析するために応力－軸、径ひずみ線図の傾きを求め、これらと応力の関係について調べた結果を図 4.3～4.6 に示す。

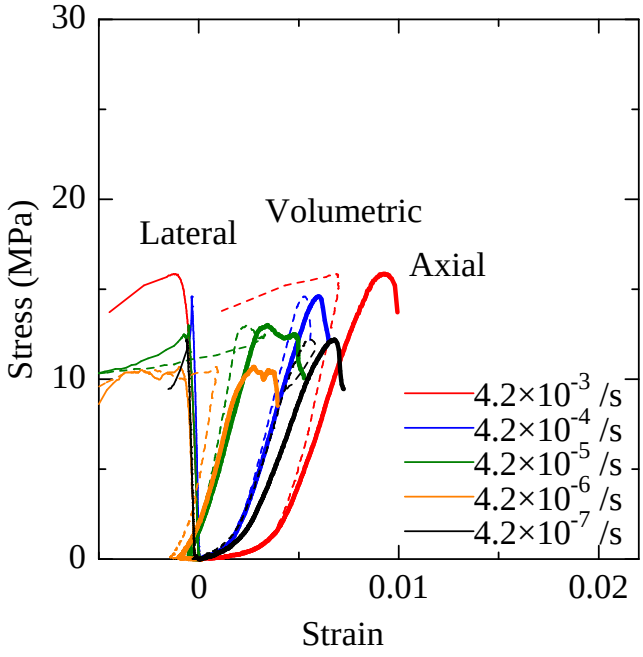
図 4.1、4.2 より、支笏溶結凝灰岩、美唄砂岩ともに、含水飽和供試体では、乾燥供試体に比べ、全体的にひずみ量が大きいことがわかる。また、美唄砂岩の含水飽和供試体の径ひずみ線図は、載

荷初期から非線形性を示す（図 4.2(b)）。この非線形性の具体的なメカニズムは不明であるものの、支笏溶結凝灰岩の含水飽和供試体の径ひずみ線図では載荷初期に非線形性が見られないことから、美唄砂岩特有の現象であると考えられる。

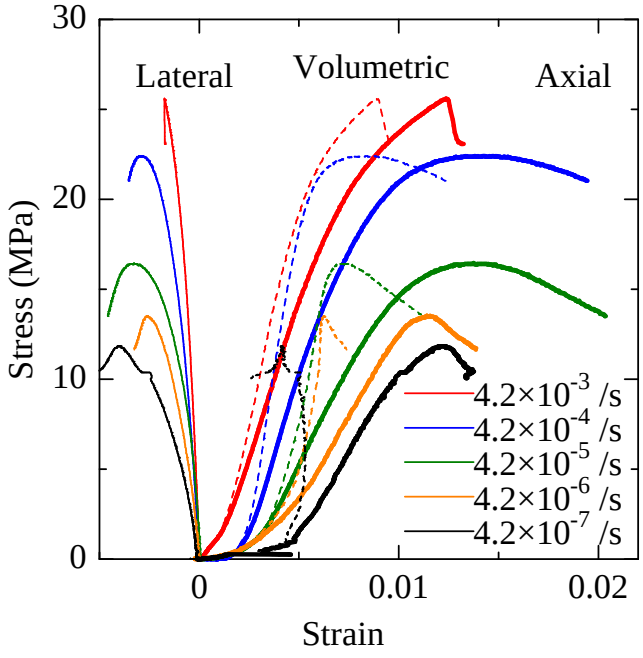
図 4.3、4.4 の軸ひずみ線図の傾きは、①載荷初期に増加し、②最大値を示し、③破断前に減少する。支笏溶結凝灰岩の場合、乾燥供試体では軸ひずみ速度による差異はほとんど見られないのに対し、含水飽和供試体では軸ひずみ速度の影響が認められる。すなわち、軸ひずみ速度が 4.2×10^{-4} /s 以上になると、②の最大値を示す領域は短くなり、③の傾きの減少は緩やかとなる。また、軸ひずみ速度が大きいほど、傾きの最大値は大きい。美唄砂岩の場合、乾燥供試体では、線図の形状と軸ひずみ速度の相関は明らかでない。また、傾きの最大値は 20～30 GPa 程度である。これに対し、含水飽和供試体では軸ひずみ速度依存性が見られる。すなわち、軸ひずみ速度が 4.2×10^{-4} /s 以上になると、②の最大値を示す領域は長くなり、傾きの最大値は小さくなる。傾きの最大値は 10 GPa 程度であり、いずれの軸ひずみ速度においても、乾燥供試体の値よりも小さい。

図 4.5、4.6 の乾燥供試体の径ひずみ線図の傾きは、両岩石ともに、載荷初期から減少する。また、初期の傾きの値は、支笏溶結凝灰岩では-60～-40 GPa 程度、美唄砂岩では-150 GPa 程度であり、軸ひずみ速度との相関は明らかでない。一方、含水飽和供試体の径ひずみ線図の傾きでは、以下のような特徴が見られる。支笏溶結凝灰岩の場合、傾きは単調に減少しており、その減少割合は乾燥供試体に比べて小さい。また、軸ひずみ速度が大きいほど、傾きの最大値は大きいが、その値は -30～-10 GPa 程度であり、乾燥供試体の値よりも明らかに小さい。美唄砂岩の場合、軸ひずみ速度が 4.2×10^{-4} /s 以上になると、傾きは単調に減少するが、軸ひずみ速度が 4.2×10^{-5} /s 以下になると、傾きは初期に増加した後、最大値を示し、破断に近づくと減少する。また、いずれの軸ひずみ速度においても、傾きの最大値は-80～-20 GPa 程度であり、全体的に乾燥供試体の値よりも小さい。

以上のように、支笏溶結凝灰岩、美唄砂岩ともに、乾燥供試体では応力－ひずみ線図の形状と載荷速度との相関は明らかでない。これに対し、含水飽和供試体では、軸ひずみ速度が 4.2×10^{-4} /s 以上と以下で、応力－ひずみ線図の形状が異なる。このことは、間隙氷の力学的性質の時間依存性により説明できる。多結晶氷では、載荷速度の増加により破壊形態が延性から脆性に遷移することが指摘されており（Arakawa & Maeno、1997；Zhang et al.、2011）、この氷の性質の時間依存性により、4.2×10^{-4} /s の軸ひずみ速度を境に含水飽和供試体の変形挙動が変わったと解釈できる。

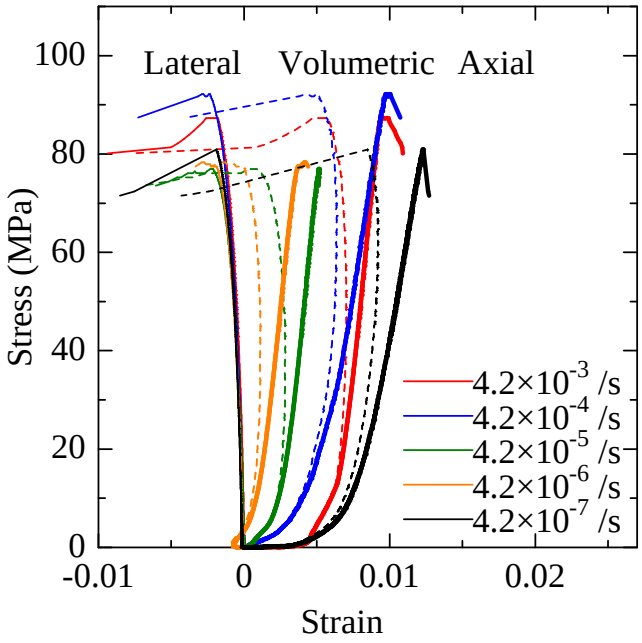


(a) 乾燥供試体

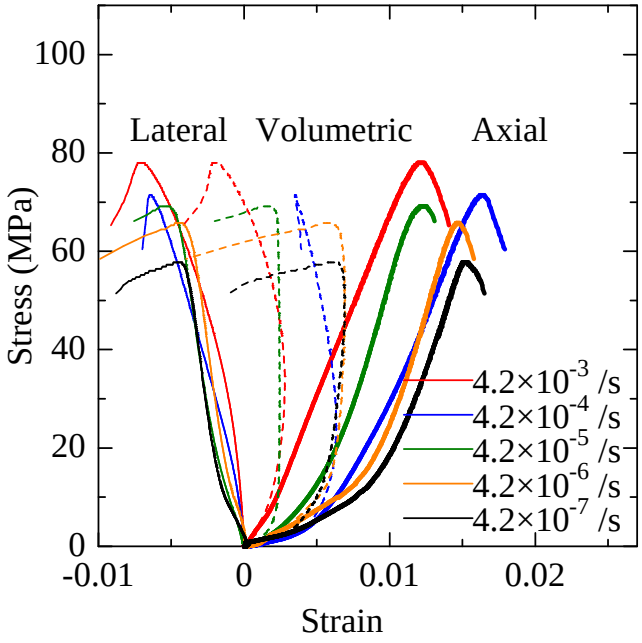


(b) 含水飽和供試体

図 4.1 支笏溶結凝灰岩の応力－ひずみ線図の例

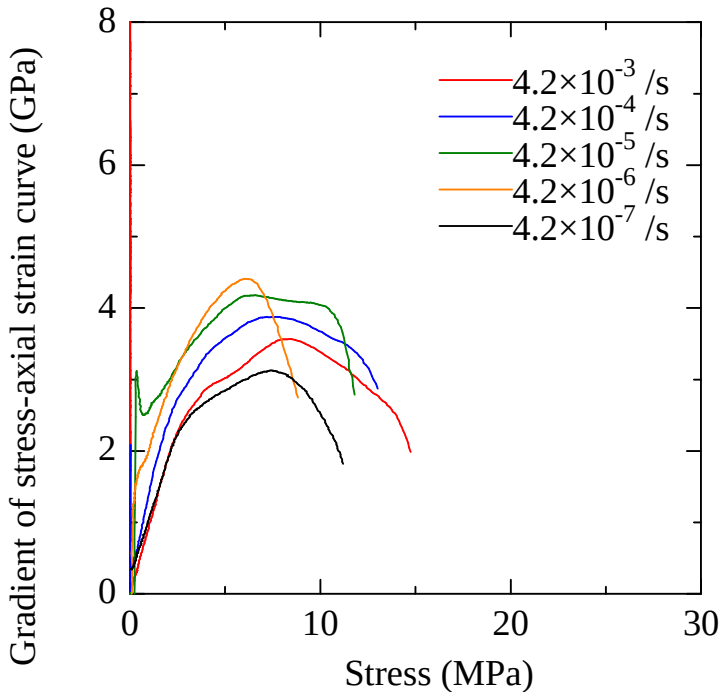


(a) 乾燥供試体

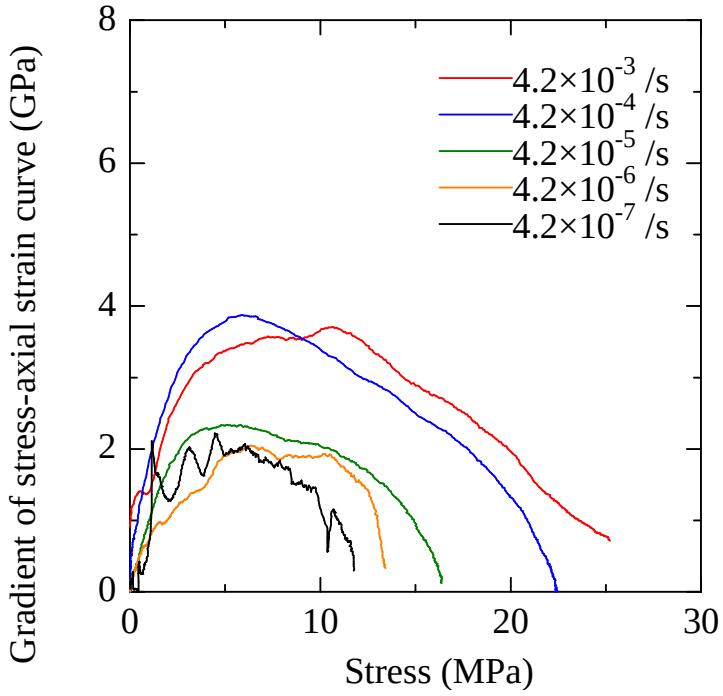


(b) 含水飽和供試体

図 4.2 美唄砂岩の応力－ひずみ線図の例

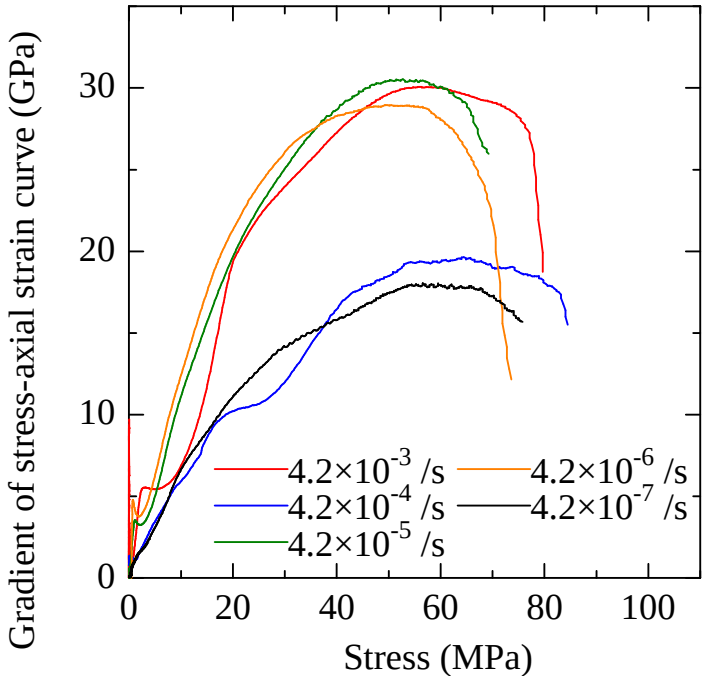


(a) 乾燥供試体

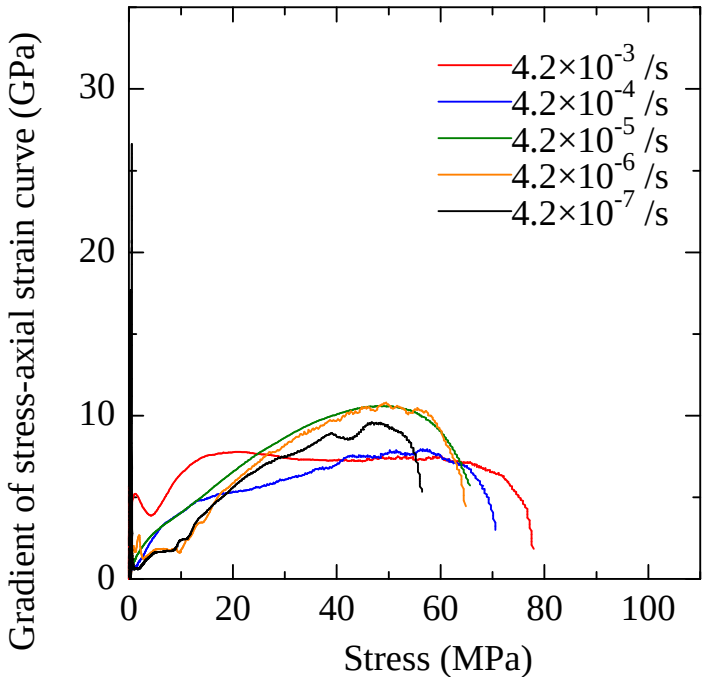


(b) 含水飽和供試体

図 4.3 支笏溶結凝灰岩の応力－軸ひずみ線図の傾きと応力の関係の例

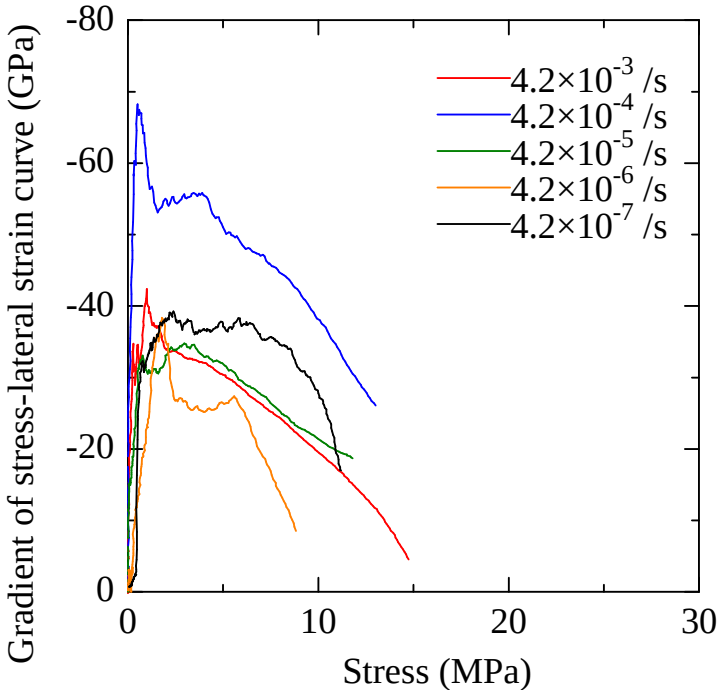


(a) 乾燥供試体

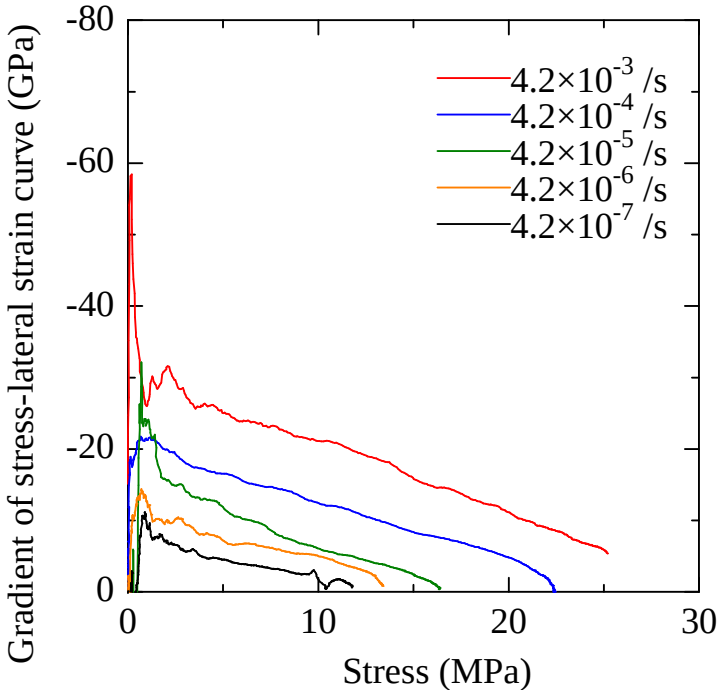


(b) 含水飽和供試体

図 4.4 美唄砂岩の応力－軸ひずみ線図の傾きと応力の関係の例

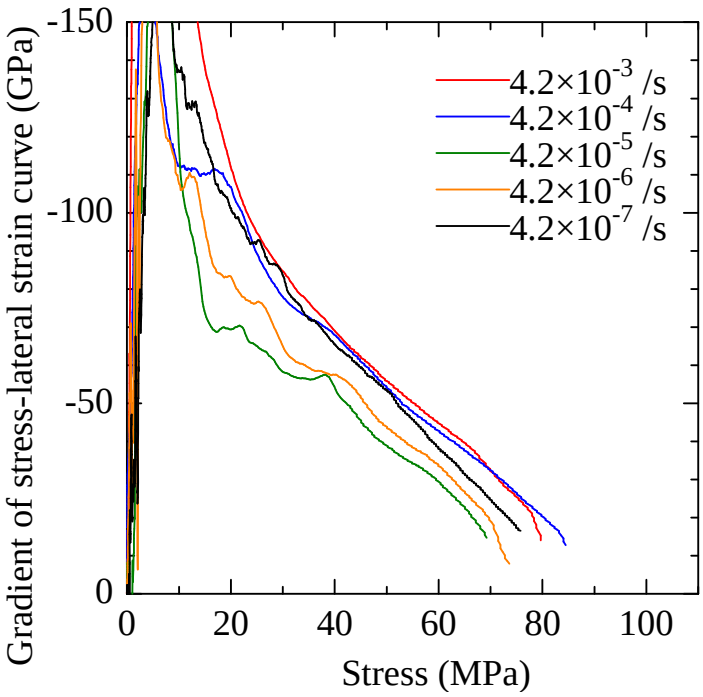


(a) 乾燥供試体

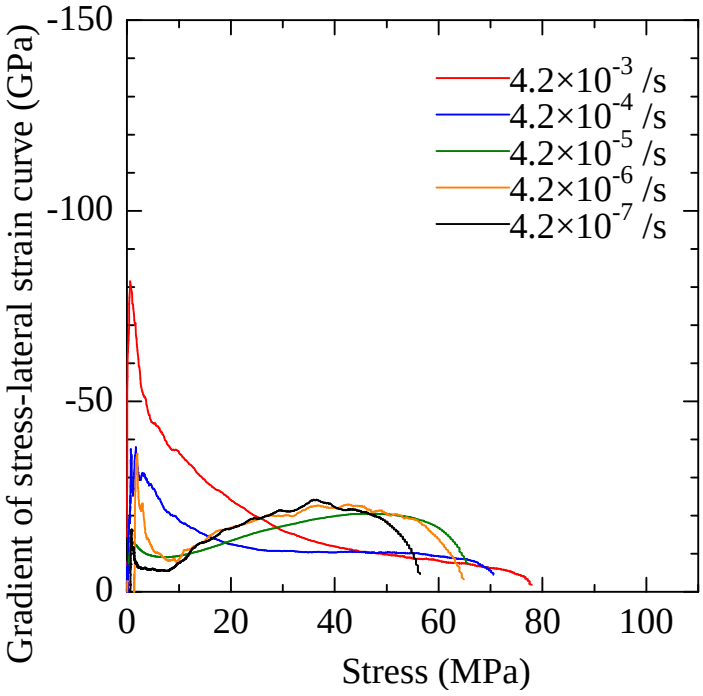


(b) 含水飽和供試体

図 4.5 支笏溶結凝灰岩の応力－径ひずみ線図の傾きと応力の関係の例



(a) 乾燥供試体



(b) 含水飽和供試体

図 4.6 美唄砂岩の応力－径ひずみ線図の傾きと応力の関係の例

4.3.2 一軸圧縮強度、限界ひずみと載荷速度の関係

限界ひずみの値と軸ひずみ速度の関係を図 4.7、4.8 に示す。支笏溶結凝灰岩の場合、乾燥、含水飽和両供試体ともにばらつきが大きく、限界ひずみには明確な載荷速度依存性は認められない（図 4.7）。一方、美唄砂岩の場合、乾燥供試体では、軸ひずみ速度が 4.2×10^{-6} /s 以上になると、限界軸ひずみと軸ひずみ速度の間に正の相関が見られる（図 4.8(a)）。また、含水飽和供試体では、限界径ひずみと軸ひずみ速度の間に正の相関が見られる（図 4.8(b)）。各条件における限界ひずみの平均値は表 4.1 の通りであり、明らかに含水飽和供試体の方が大きい。

一軸圧縮強度と軸ひずみ速度の関係を図 4.9 に示す。両岩石ともに、含水飽和供試体の一軸圧縮強度は載荷速度に依存し、軸ひずみ速度が大きくなると一軸圧縮強度は大きくなる傾向が認められる。しかし、乾燥供試体と含水飽和供試体の一軸圧縮強度の関係は両岩石で異なる。すなわち、支笏溶結凝灰岩の場合、軸ひずみ速度が 4.2×10^{-6} /s 以下になると乾燥、含水飽和両供試体の一軸圧縮強度の間には明確な差は認められないが、軸ひずみ速度が 4.2×10^{-5} /s 以上になると、含水飽和供試体の一軸圧縮強度は明らかに乾燥供試体の値よりも大きい。これに対し、美唄砂岩の場合、いずれの軸ひずみ速度においても、含水飽和供試体の一軸圧縮強度は乾燥供試体の値よりも小さい。各々の一軸圧縮強度 σ_c と軸ひずみ速度 $\dot{\varepsilon}_a$ の関係を直線回帰すると、次式が得られる。

支笏溶結凝灰岩

乾燥:
$$\log\sigma_c = 0.023\log\dot{\varepsilon}_a + 1.258 \tag{4.1}$$

含水飽和:
$$\log\sigma_c = 0.088\log\dot{\varepsilon}_a + 1.653 \tag{4.2}$$

美唄砂岩

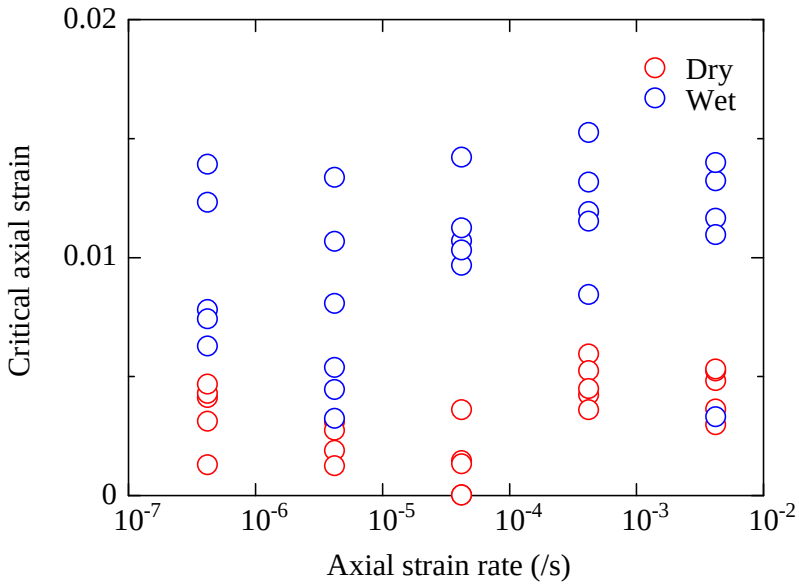
乾燥:
$$\log\sigma_c = 0.011\log\dot{\varepsilon}_a + 1.946 \tag{4.3}$$

含水飽和:
$$\log\sigma_c = 0.027\log\dot{\varepsilon}_a + 1.913 \tag{4.4}$$

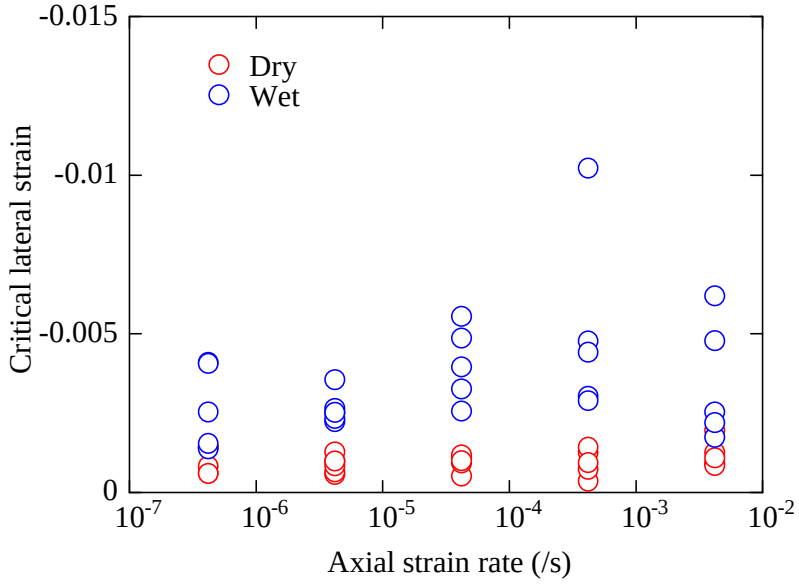
右辺第一項の係数より、軸ひずみ速度が大きくなるほど、乾燥供試体の一軸圧縮強度も大きくなることがわかるが、両岩石ともに、含水飽和供試体の方が、一軸圧縮強度の軸ひずみ速度依存性は強いこともわかる。

これらのことは、3.3.2 で述べた間隙氷のインクルージョン効果および圧力融解により生じた間隙水の応力腐食促進効果により説明することが出来る。Higashi et al.（1964）は、載荷速度が増加すると、単結晶氷の見かけのヤング率が大きくなることを明らかにしている。また、周波数が高くなると、多結晶氷の動的ヤング率が大きくなることが報告されており（Gold、1977）、載荷速度の増加により多結晶氷のヤング率は大きくなると考えられる。支笏溶結凝灰岩では、載荷速度が大きく間隙氷のヤング率が大きい場合、間隙氷のインクルージョン効果が発揮され、間隙周辺の応力集中が緩和されることに

より、含水飽和供試体の強度が増加する。しかし、載荷速度が小さい場合、間隙氷のヤング率が小さくなり、インクルージョン効果が小さくなることにより、乾燥供試体との強度の差が小さくなる。一方、美唄砂岩では、間隙周辺での応力集中などにより、間隙氷が圧力融解し、生じた間隙水が応力腐食を促進させたため、含水飽和供試体の強度は乾燥供試体の値よりも小さくなった可能性がある。第 2 章で述べたように、一次元的、三次元的に冷却した含水飽和供試体の間に差異は見られなかった。このことより、供試体の冷却時に残存した不凍水の影響で、含水飽和供試体の強度が小さかった可能性は低いと考えられる。

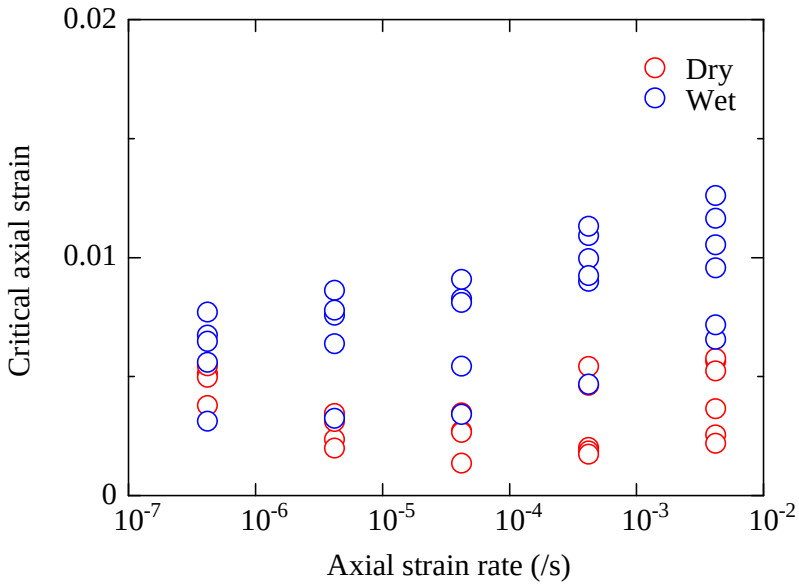


(a) 軸方向

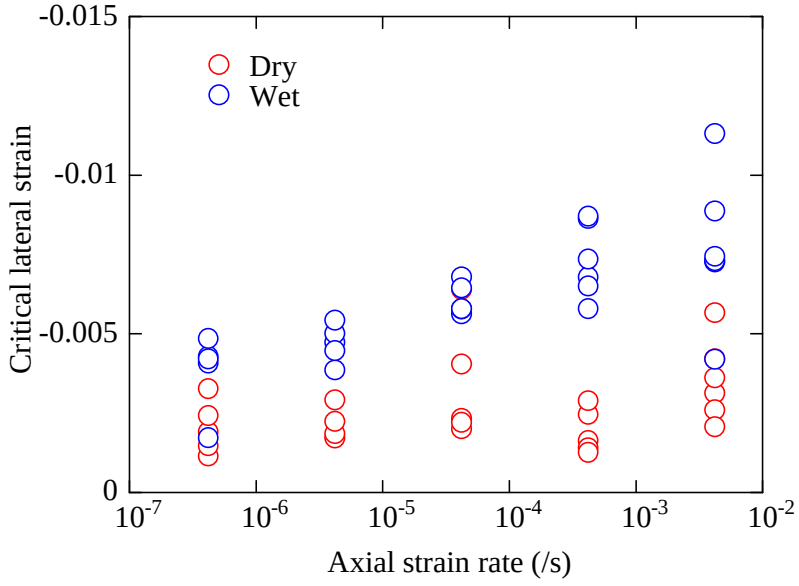


(b) 径方向

図 4.7 支笏溶結凝灰岩の限界ひずみと軸ひずみ速度の関係



(a) 軸方向

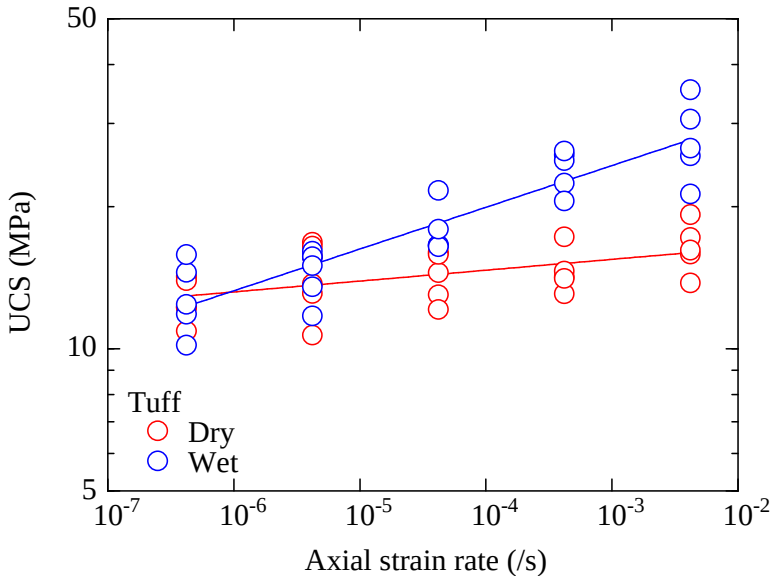


(b) 径方向

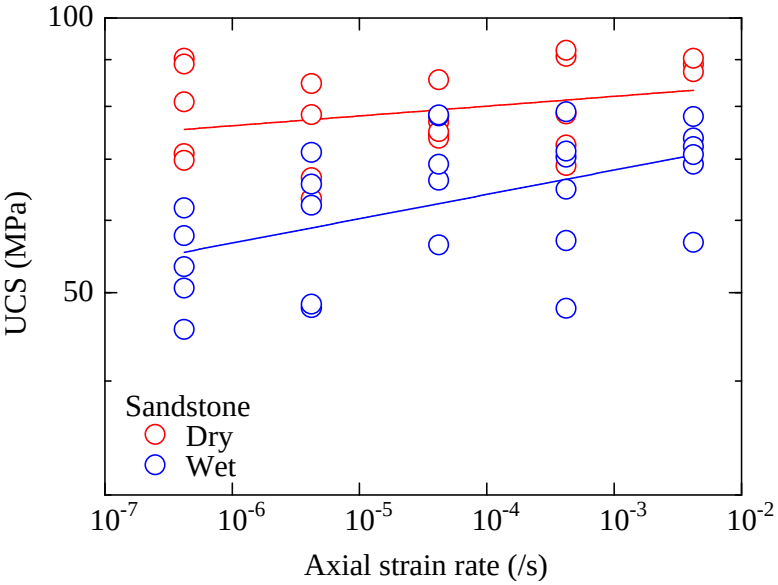
図 4.8 美唄砂岩の限界ひずみと軸ひずみ速度の関係

表 4.1　限界ひずみの平均値

Rock type	Critical strain ($\times 10^{-3}$)			
	Dry		Wet	
	Axial	Lateral	Axial	Lateral
Welded tuff	3.0	-1.0	10.1	-3.6
Sandstone	3.1	-2.7	7.8	-6.0



(a)　支笏溶結凝灰岩



(b)　美唄砂岩

図 4.9　一軸圧縮強度と軸ひずみ速度の関係

4.4 本章のまとめ

本章では、一軸圧縮応力下における氷点下での岩石の強度・変形性に与える載荷速度と含水状態の影響を明らかにするため、支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩の乾燥、含水飽和両供試体に対して、-20℃の温度の下で、軸ひずみ速度を数段階に設定して、一軸圧縮試験を実施した。得られた知見を以下にまとめる。

(1) 両岩石ともに、含水飽和供試体の応力－ひずみ線図の形状には載荷速度依存性があることを明らかにし、含水飽和供試体は、間隙氷の時間依存性挙動の影響を強く受けていることを指摘した。また、載荷速度の増加に伴って間隙氷の破壊形態が延性から脆性に遷移したことにより、4.2×10^{-4} /s の軸ひずみ速度を境に変形挙動が変わったと推論した。

(2) 両岩石ともに、載荷速度が大きくなると、一軸圧縮強度は大きくなる傾向が認められるが、乾燥供試体に比べ、含水飽和供試体の方が載荷速度依存性は強いことを明らかにした。

(3) 支笏溶結凝灰岩では、載荷速度が小さい間は、乾燥、含水飽和両供試体の一軸圧縮強度に明確な差異が見られないが、載荷速度が大きくなると、含水飽和供試体の一軸圧縮強度の方が大きくなることを明らかにした。一方、美唄砂岩では、いずれの載荷速度においても、含水飽和供試体の方が一軸圧縮強度は小さいことを明らかにした。そして、これらの一軸圧縮強度の載荷速度依存性を、間隙氷のインクルージョン効果と圧力融解により生じた間隙水の応力腐食により解釈できることを示した。

第 5 章　支笏溶結凝灰岩の力学的挙動の時間依存性に関する考察

5.1 はじめに

第 3、4 章で述べたように、氷点下における支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩の強度、変形性は時間依存性を示すことが明らかになった。第 1 章で述べたように、常温下においては、一軸圧縮、クリープ両試験における強度、変形性の間には密接な関連性があることが明らかにされており（大久保、1991；福井ら、1989）、両試験における破壊のメカニズムは類似していると考えられる。氷点下における岩石の力学的挙動の時間依存性を統一的に解釈するためには、常温下と同様に、両試験における時間依存性の関連性や破壊プロセスを解明することが、重要であると考えられる。

岩質材料の破壊プロセスに関して検討した例として、以下のような研究がある。Kranz（1979）は、常温下でクリープの履歴を与えた花崗岩を対象とした亀裂の観察から、新しい亀裂が連続的に生成されること、3 次クリープ開始時辺りまでの間に亀裂間の相互干渉が増加することを見出した。田中（2011）は、モルタルと氷で構成された供試体に一軸圧縮載荷し、破壊プロセスを観察した。その結果、モルタルの強度が比較的大きい場合はモルタルが先に破壊し始めるのに対し、モルタルの強度が比較的小さい場合は氷が先に破壊することを見出した。趙ら（1995）は、二次元有限要素解析を実施し、破壊要素の分布から、クリープ、一軸圧縮両試験における破壊の進行の仕方がほとんど変わらないことを見出している。

本章では、まず、大久保（1991）の考えに基づき、第 3 章のクリープ試験と第 4 章の一軸圧縮試験で得られた、氷点下における支笏溶結凝灰岩の時間依存性挙動の関連性について分析した。次に、両試験から得られた時間依存性を表すパラメータを用いて、有限要素法による一軸圧縮試験のシミュレーションを行い、一軸圧縮強度の時間依存性や供試体の破壊プロセスに関して考察した。なお、美唄砂岩では一定応力下における時間依存性挙動の解明が不十分であったため、ここでは支笏溶結凝灰岩のみを対象とすることにした。

5.2 クリープ試験と一軸圧縮試験における時間依存性挙動の関連性

大久保（1991）は、(5.1)式に示すように破壊の進行速度が応力の n 乗に比例し、その累積が臨界値 Λ に達すると最終的な破壊が起きると仮定し、常温下における岩石の強度の時間依存性を説明している。

$$\lambda = L\sigma^{n} \tag{5.1}$$

一定応力 σ_{cr} が載荷された場合のクリープ寿命を t_f とすると、臨界値 Λ は(5.2)式のように表され、(5.2)

式を変形すると、クリープ寿命 t_f とクリープ応力 σ_{cr} の関係は、(5.3)式で表される。

$$\Lambda = L\sigma_{cr}{}^{n} t_f \tag{5.2}$$

$$\log\sigma_{cr} = -\frac{1}{n}\log t_f + \frac{1}{n}\log\frac{\Lambda}{L} \tag{5.3}$$

ここで、L は定数、n は応力指数である。また、大久保の考えに従うと、一軸圧縮強度 σ_c と軸ひずみ速度 $\dot{\varepsilon}$ の関係は次式で表される。ただし、応力とひずみの間には Hook の法則が成り立つものと仮定した。

$$\log\sigma_c = \frac{1}{n+1}\log\dot{\varepsilon} + \frac{1}{n+1}\log\frac{\Lambda E(n+1)}{L} \tag{5.4}$$

(5.3)式と(5.4)式より、クリープ寿命の応力レベル依存性と一軸圧縮強度のひずみ速度依存性は応力指数 n により決まることがわかる。佐野ら（1989）は、応力腐食によりクラックが伸長し、クラック先端近傍の応力状態が臨界状態になると微小破壊が生じると考えた。そして、微小破壊によるダイラタンシーがある臨界値に達すると最終破壊に至ると仮定し、常温下の岩石に対して、上記の大久保と同様の関係式を得ている。

クリープ応力とクリープ寿命の関係式である(3.9)式と(3.10)式を用いると、乾燥、含水飽和両供試体の n の値は各々45.5、9.8 となる。一方、一軸圧縮強度と載荷速度の関係式である(4.1)式と(4.2)式を用いて支笏溶結凝灰岩の乾燥、含水飽和両供試体の n の値を求めると、各々42.5、10.4 となり、上記のクリープ試験から得られた値とおおむね一致する。よって、氷点下における岩石においても、クリープ寿命の応力レベル依存性と一軸圧縮強度の載荷速度依存性の間には密接な関係があり、両試験の時間依存性を支配するメカニズムは類似しているといえる。また、この関係を用いると、どちらかの関係を把握することによって、もう一方の関係を推定することが可能となる。

常温下における大久保ら（1992）の試験結果から、凝灰岩の乾燥、湿潤両供試体の n の値を求めてみると、各々35～65、20～45 程度となる。支笏溶結凝灰岩の n の値は上述の通りであり、乾燥供試体ではこれと同程度の値を示すのに対し、含水飽和供試体の値はこれより明らかに小さい。多結晶氷の n の値は、3程度であることが報告されており（Arakawa & Maeno、1997）、また、Higashi（1967）の試験結果を用いて単結晶氷の n の値を求めてみると、底面滑りで破壊する場合には 0.7 程度、非底面滑りで破壊する場合には 3 程度と評価できる。すなわち、本研究で用いた含水飽和供試体の n の値は、乾燥供試体や常温下の湿潤供試体に比べ、氷の値に近く、このことは氷点下における支笏溶結凝灰岩の含水飽和供試体の変形・破壊プロセスに間隙氷が強く関与していることを示唆している。

5.3 連続体解析による供試体の破壊プロセスに関する考察

5.2 では、時間依存性の程度から、含水飽和供試体の変形・破壊プロセスには間隙氷が強く関与していることを指摘した。しかしながら、具体的な破壊プロセスについては未解明である。本節では、氷点下における支笏溶結凝灰岩の破壊プロセスと強度・変形性の載荷速度依存性を理解するために、岩石供試体を粘弾性と仮定し、有限要素法により、一軸圧縮試験時の応力－ひずみ線図のシミュレーションを実施する。周知のように岩石は複数の鉱物の集合体であり、また無数の空隙を有するため不均質である。この不均質性を表現するため、有限要素モデルの要素の強度にばらつきを与えた。また、空隙を含んだ部分の強度は相当小さいが、空隙内の水が凍結して氷になると、その部分の強度は大きくなり、氷の値に近づくと考えられる。このため、含水飽和供試体のモデルでは、乾燥供試体のモデルの中で空隙に対応した要素の強度を氷の強度に置き換えた。そして、一定の変位速度の境界条件を与えた時のモデルの応力－軸ひずみ線図と要素の破壊状況を分析するとともに、これらに及ぼす変位速度と間隙氷の影響について検討し、氷点下における支笏溶結凝灰岩の破壊プロセスについて考察する。

5.3.1 解析方法

(1)構成方程式と変数

時間に依存した変形、破壊挙動を表現するため、コンプライアンス可変型構成方程式(大久保・金、1993)を用いた。この構成方程式では、破壊の進行に伴う劣化を(5.5)式のように、コンプライアンスの増加で表現している。

$$\frac{\mathrm{d}\lambda^*}{\mathrm{d}t} = \frac{1}{t_0}\left(\frac{m}{n+1}\right)^{\frac{m}{n-m+1}}\left(\lambda^*\right)^m\left(\left|\sigma^*\right|\right)^n \tag{5.5}$$

ここで、λ^*は初期値 λ_0 で正規化したコンプライアンスであり、λ_0 はヤング率の逆数となる。また、σ^*は破壊限接近度であり、応力状態が、破壊条件にどれだけ近いかを示す値である(図 5.1)。破壊基準として、(5.6)式に示したクーロンの破壊基準を用い、引張応力に対してはテンションカットオフを採用した。σ_1 および σ_2 は、各々引張を正とした場合の最大主応力、最小主応力であり、σ_c と φ は、各々一軸圧縮強度と内部摩擦角である。

$$\sigma_2 = -\sigma_c + \sigma_1\frac{1+\sin\phi}{1-\sin\phi} \tag{5.6}$$

せん断破壊に対する破壊限接近度 σ^*は(5.7)式により与えられ、負の値をとる。一方、引張応力が生じている場合は、(5.8)式を用いて引張破壊に対する破壊限接近度 σ^*(正の値)も求める。そして、両者の絶対値を比べ、大きい方の値を採用する。(5.7)式中の、$\Delta\sigma_c$ は封圧下における圧縮強度(差

応力)、(5.8)式中の σ_t は一軸引張強度である。

$$\sigma^* = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\Delta\sigma_c} \tag{5.7}$$

$$\sigma^* = \frac{\sigma_1}{\sigma_t} \tag{5.8}$$

(5.5)式中の n は時間依存性の程度を示す値であり、この値が小さいほど、強度の載荷速度依存性は大きくなる。岩石の場合は、10～100 程度の範囲の値をとり得ることが報告されている(大久保・福井、2001)。また、封圧の増加に伴い、(5.9)式に従って n の値が変化すると仮定した(大久保・金、1993)。n_0 は、一軸圧縮応力下における n の値である。

$$n = \frac{\Delta\sigma_c}{\sigma_c} n_0 \tag{5.9}$$

(5.5)式中の m は延性の程度を示す値であり、m/n の値が小さいほど延性的となる。また、(5.5)式中の t_0 は軸ひずみ速度を 10^{-5} /s に設定し一軸圧縮試験をした際に、ピーク応力に達するまでの時間である。ピーク応力 σ_c におけるひずみを ε_c、初期のヤング率を E_0 とすると、t_0 の値は(5.10)式により求められる。

$$t_0 = \frac{\varepsilon_c}{10^{-5}} = \frac{\frac{\sigma_c}{E_0}}{10^{-5}} = \frac{\sigma_c}{E_0} \times 10^5 \tag{5.10}$$

なお、コンプライアンス λ^* の増加に伴い、ポアソン比 ν の値も(5.11)式に従って増加すると仮定した(大久保・金、1993)。ここで、ν_0 は初期のポアソン比である。

$$\nu = 0.5 - \frac{0.5 - \nu_0}{\lambda^*} \tag{5.11}$$

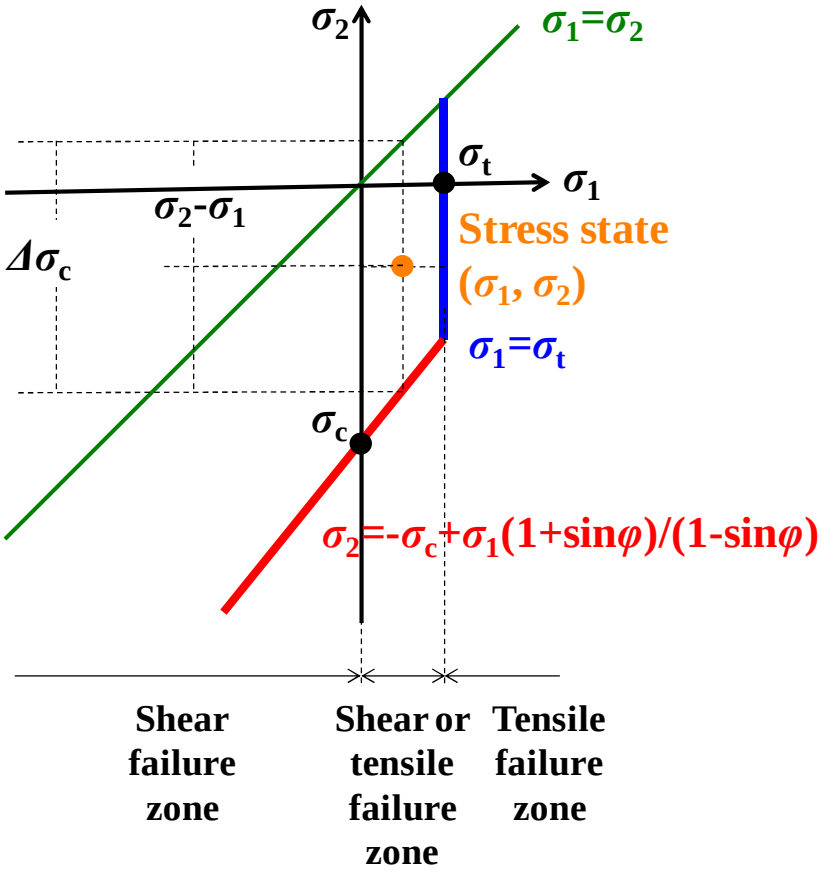
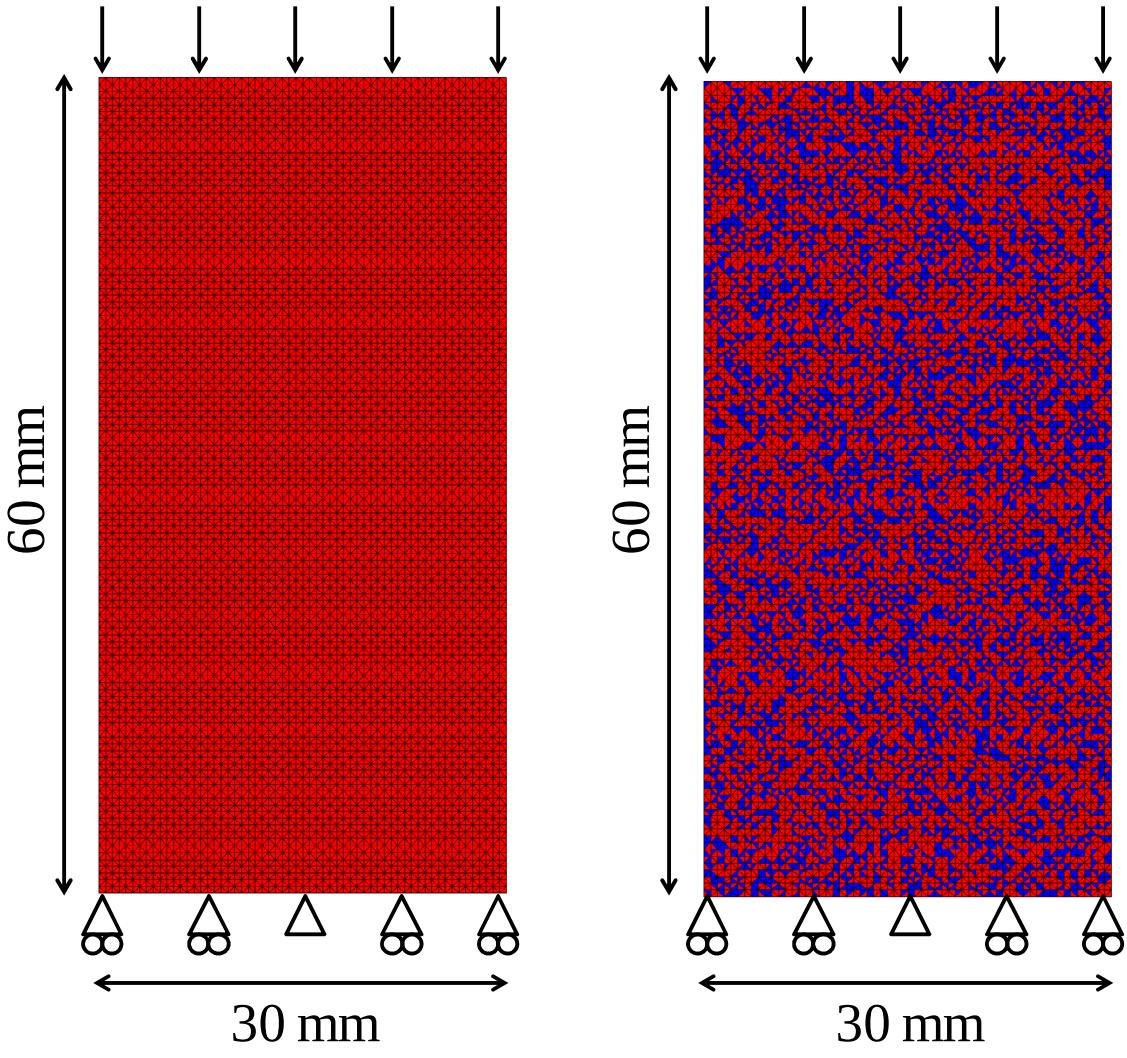


図 5.1　破壊基準と破壊限接近度

(2) 解析モデルと物性値

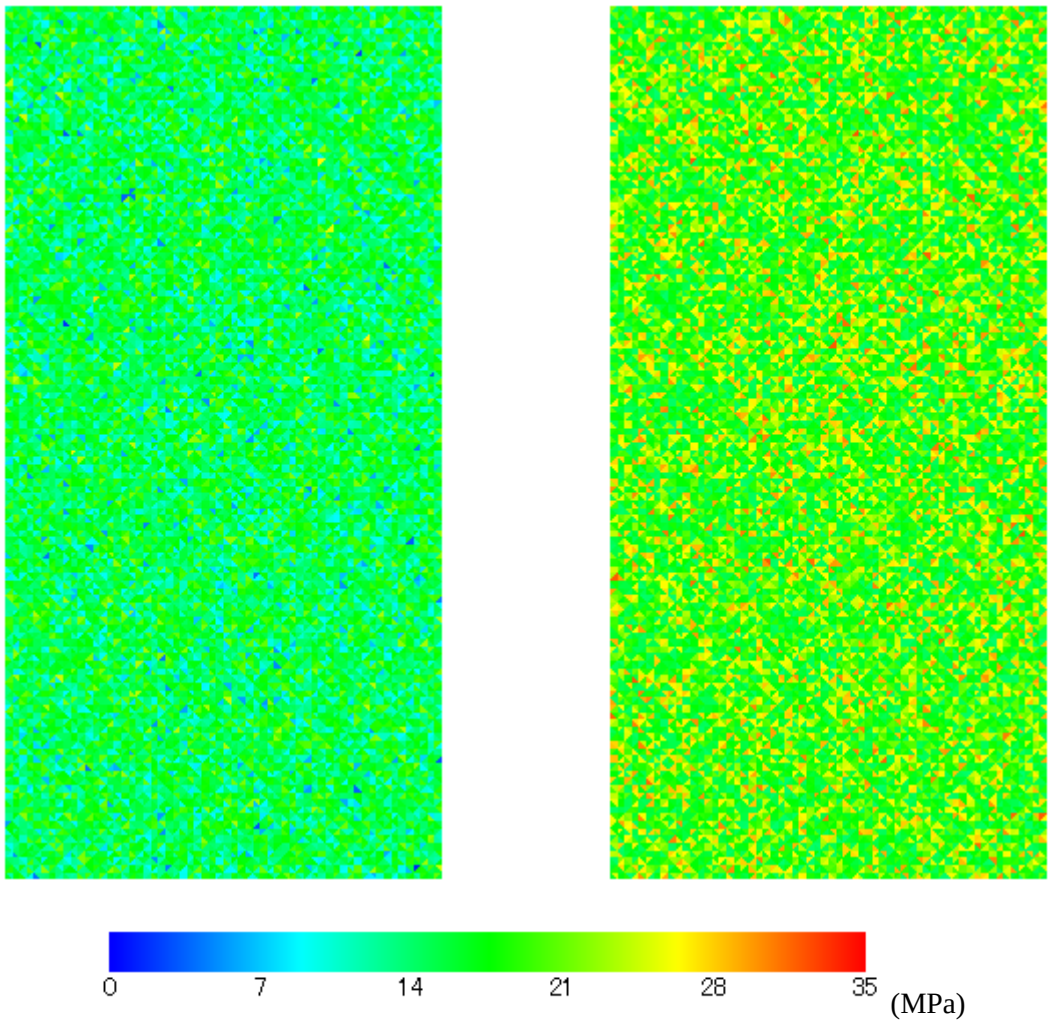
大久保・趙(1994)は、強度の不均質性を考慮した二次元有限要素解析を実施し、一軸圧縮試験における岩石の応力－ひずみ線図をシミュレーションした。その結果、要素数が 100 以下になると一軸圧縮強度は要素数の増加に伴って低下するが、100 以上の範囲では一軸圧縮強度はあまり変化しないことを見出している。また、大久保ら(1998)は、三次元有限要素解析により同様の検討を行い、強度の不均質性による影響や載荷速度依存性は、二次元解析の結果と一致することを明らかにしている。これらのことを踏まえ、本研究では、図 5.2 に示すような、要素数と節点数が、各々14,400、29,161 である有限要素モデルを用いて、二次元解析を実施することにした。強度の不均質性を表現するため、Weibull 分布を用いて、図 5.3、5.4 のように要素の一軸圧縮強度にばらつきを与えた。乾燥供試体では、Weibull の不均一性係数を 5 とし、平均値が 15 MPa となるように一軸圧縮強度を設定した。一方、含水飽和供試体については、支笏溶結凝灰岩の空隙率が約 35%であることを踏まえ、次のような仮定を設けた。乾燥供試体のモデル中で強度が下位 35%(13.8 MPa 以下)の要素に空隙が含まれており、それらが間隙氷に置換される。そして、該当する要素(図 5.2(b)中の青色の領域)の

平均値が 25 MPa となるように Weibull の不均一性係数を 10 とし、一軸圧縮強度を設定しなおした。その他の物性値は表 5.1 のように設定した。岩石部分の一軸引張強度は一軸圧縮強度の 1/10 とし、m/n=1.0 とした。間隙氷を含む要素の物性値は、既往の氷に関する研究（石田、1959；Prodanovic、1979；Schulson、1999）で得られている値を参考にした。ただし、岩石部分よりも延性的な挙動を示すようにするため、m/n=1/3 とした。



(a) 乾燥供試体　　(b) 含水飽和供試体

図 5.2 連続体解析のモデル



(a) 乾燥供試体　　(b) 含水飽和供試体

図 5.3　要素の一軸圧縮強度の空間分布

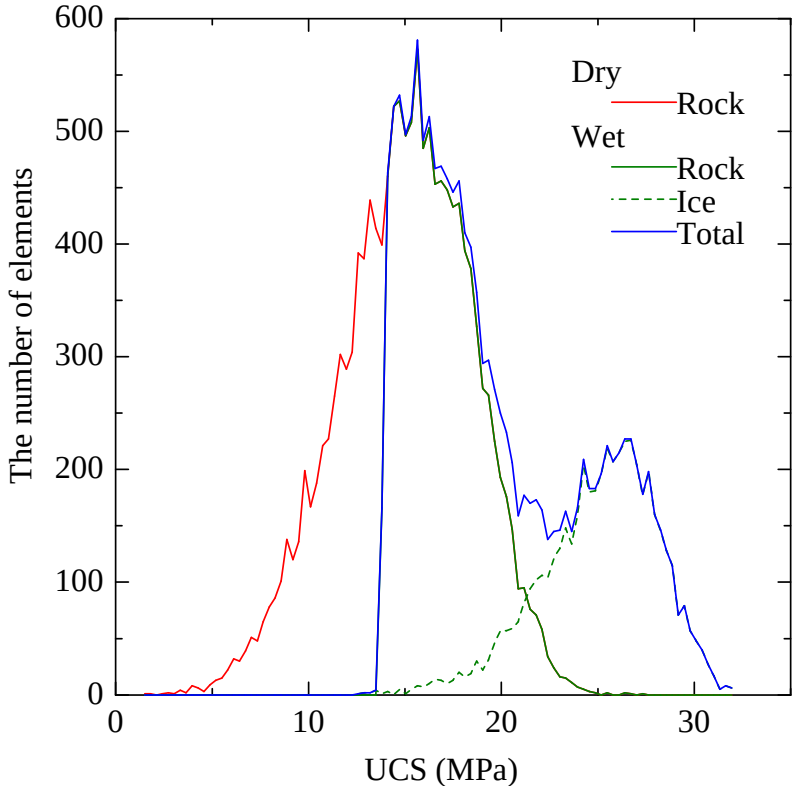


図 5.4　一軸圧縮強度の頻度分布

表 5.1　連続体解析で用いた物性値

Material	Young's modulus (GPa)	Poisson's ratio	Internal friction angle (°)	Mean uniaxial compressive strength (MPa)	Uniaxial tensile strength (MPa)	n_0	m
Rock	3	0.10	30	15	1.5	20	20
Pore ice	3	0.38	50	25	1.5	3	1

(3)解析条件

解析の対象とする載荷速度は表 5.2 に示す 3 ケースとし、解析モデル上面の節点に対して、一定速度下で強制変位を与えた。また、下面の節点の鉛直方向変位と、下面中央の節点の水平方向変位を拘束した。そして、(5.5)式に従って反復計算を行い、コンプライアンスの変化を算定し、応力－軸ひずみ線図を描いた。応力は、解析モデル上面の要素内の、全ガウス点の鉛直方向応力の平均値である。軸ひずみは、解析モデル上面の節点の鉛直方向変位の平均値を解析モデルの高さで除した値である。なお、計算の安定化を図るために(5.5)式中の λ^* の上限値は 3.0 とした。

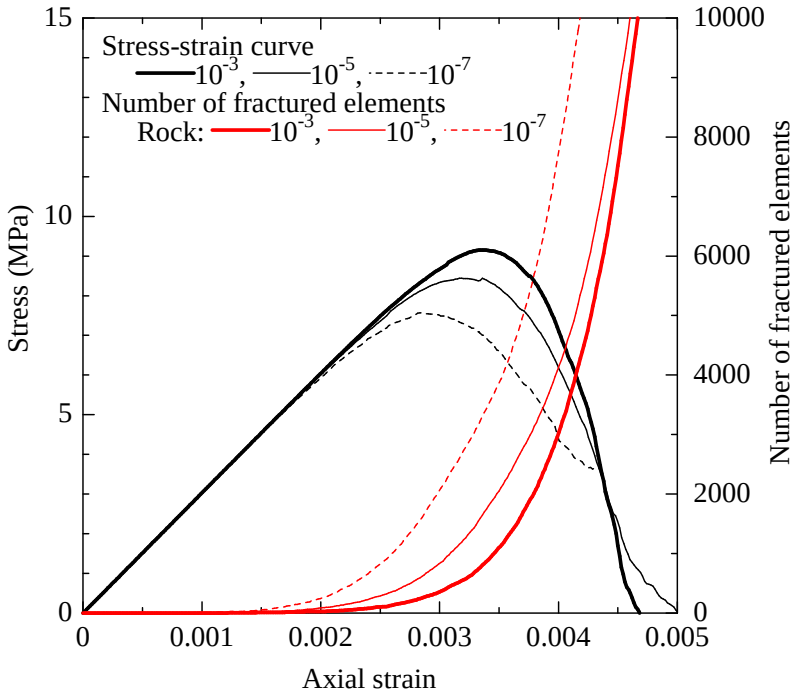
表 5.2 解析条件一覧

Case	Displacement rate at the upper boundary (mm/s)	Corresponding axial strain rate (/s)	Water condition
1	60×10^{-3}	10^{-3}	Dry
2			Wet
3	60×10^{-5}	10^{-5}	Dry
4			Wet
5	60×10^{-7}	10^{-7}	Dry
6			Wet

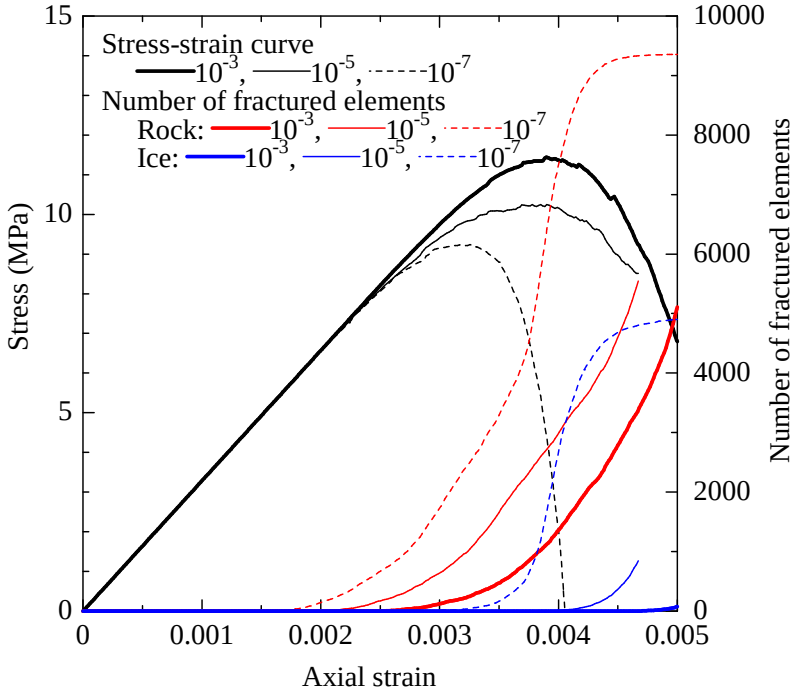
5.3.2 解析結果および考察

(1)応力－ひずみ線図

解析で得られた乾燥供試体と含水供試体の応力－軸ひずみ線図には、次のような特徴が認められる(図 5.5)。載荷初期には線形的であるが、次第に非線形的となり、ピーク応力を示した後、ひずみ軟化を示す。また、軸ひずみ速度が小さいほど、非線形性が現れ始める応力レベルは低くなり、一軸圧縮強度は小さくなる。同一の軸ひずみ速度において、含水飽和供試体のピーク応力は、乾燥供試体の値よりも大きい。これらの特徴は、第 4 章の試験結果と定性的に一致している。ただし、試験結果とは異なり、含水飽和供試体の線図には、ピーク応力における著しい非線形性は見られない。



(a) 乾燥供試体



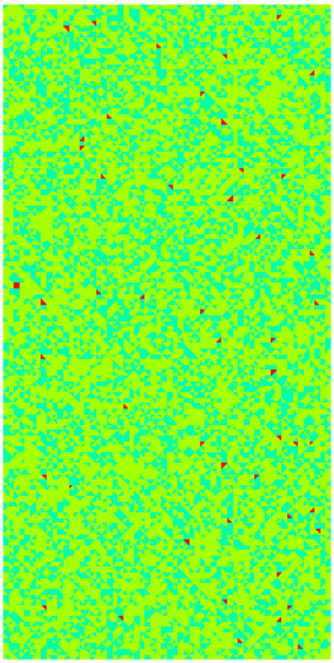
(b) 含水飽和供試体

図 5.5 連続体解析で得られた応力－軸ひずみ線図と破壊要素数の推移

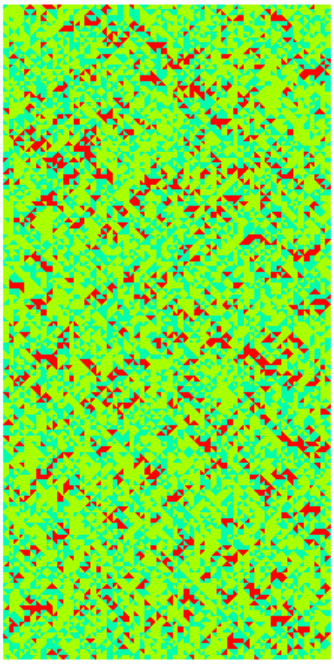
(2)破壊した要素の分布

コンプライアンス λ^*が上限値に達した要素(以降、破壊要素と呼ぶ)の数を図 5.5 中に示す。また、代表例として、Case 4 の破壊要素の分布を図 5.6 に示す。含水飽和供試体では、図 5.5(b)中の破壊要素の数を岩石部分と間隙氷部分に分けて示している。

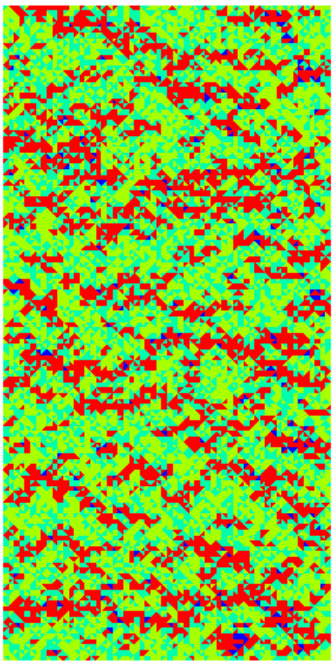
図 5.5 より、破壊要素の数に関して、以下のような特徴が見られる。破壊要素はピーク強度以前から現れ始め、応力の増加に伴い指数関数的に増加する。乾燥、含水飽和両供試体ともに、軸ひずみ速度が小さくなると、同じ軸ひずみ値における破壊要素の数は多くなる。含水飽和供試体では、間隙氷よりも岩石部分の破壊が先に生じる傾向がある。また、図 5.6 より、破壊要素の分布に関して以下の特徴が見られる。載荷開始後、強度の低い岩石部分の要素から破壊が生じていく。次に、岩石部分の破壊要素周辺の間隙氷で破壊が生じ、その後、供試体全体に破壊が進展する。



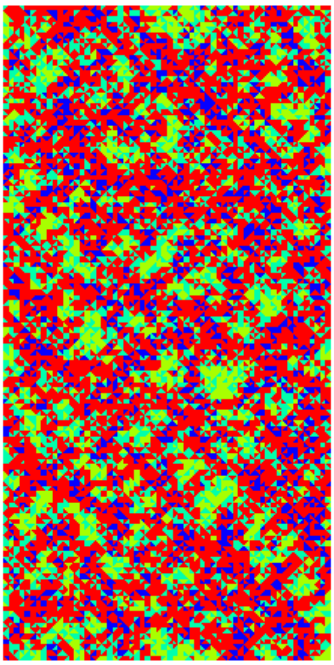
(a) σ=7.43 MPa（ピーク強度前）



(b) σ=10.09 MPa（ピーク強度前）



(c) σ=9.49 MPa（ピーク強度後）



(d) σ=8.58 MPa（ピーク強度後）

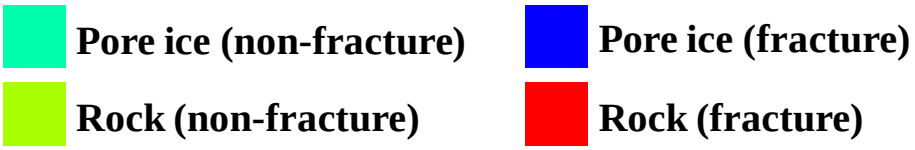


図 5.6　破壊要素の分布（Case 4）

(3) 一軸圧縮強度の載荷速度依存性

解析で得られた一軸圧縮強度と軸ひずみ速度の関係を図 5.7 に示す。乾燥、含水飽和両供試体ともに、軸ひずみ速度 $\dot{\varepsilon}_a$ (/s)が大きいほど一軸圧縮強度 σ_c (MPa)が大きく、各々直線回帰を行うと、次式が得られる。

$$\text{乾燥:} \qquad \log \sigma_c = 0.0206 \log \dot{\varepsilon}_a + 1.0254 \tag{5.12}$$

$$\text{含水飽和:} \qquad \log \sigma_c = 0.0231 \log \dot{\varepsilon}_a + 1.1274 \tag{5.13}$$

回帰式から乾燥、含水飽和両供試体の n の値を求めると、各々47.5、42.3 となる。すなわち、含水飽和供試体の方が一軸圧縮強度の載荷速度依存性は強く、試験結果と定性的に一致する。このことは、間隙氷の強度が岩石の強度より大きいと考えると、コンプライアンス可変型構成方程式により、氷点下の岩石の強度・変形性を表現できることを意味する。また、逆に、コンプライアンス可変型構成方程式の前提条件が、氷点下の岩石に対しても成立することを示している。なお、含水飽和供試体の n の値は試験から評価した値(n=10.4)と大きく異なる。これは、岩石を二次元の連続体として取り扱ったことが原因の一つと考えられる。また、要素数が多いために時間依存性が低減されたこと(趙ら、1995)も一因と考えられる。

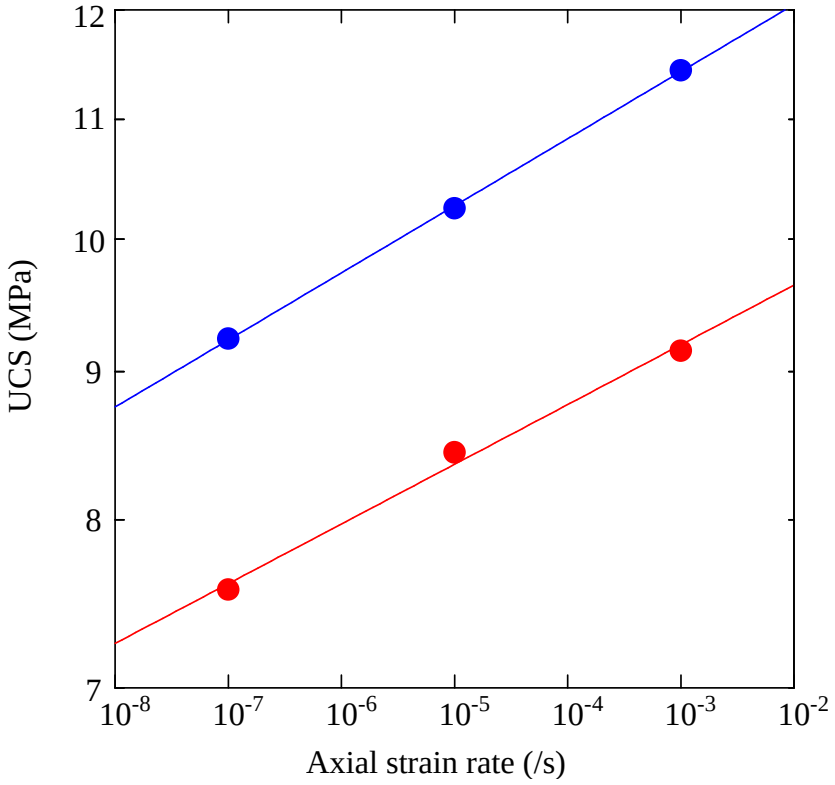


図 5.7 一軸圧縮強度と軸ひずみ速度の関係

(4)破壊プロセスに関する考察

上述したように、(5.5)式のコンプライアンス可変型構成方程式により、氷点下における支笏溶結凝灰岩の強度・変形性を定性的に表現できることがわかった。ここでは、コンプライアンス可変型構成方程式を物理的に解釈した上で、上記の(1)と(2)で述べた応力－軸ひずみ線図と破壊要素の分析結果から、氷点下の一軸圧縮試験における支笏溶結凝灰岩の破壊プロセスについて考察する。

コンプライアンス可変型構成方程式は次のように解釈できる。①岩石内で亀裂が伸長すると、亀裂を含む局所領域のコンプライアンスは増加する。②亀裂の伸長速度は応力レベルに強く依存し、応力レベルが高くなると亀裂の伸長速度は指数関数的に大きくなる。③亀裂の伸長速度は亀裂長さにも依存し、亀裂長さが長くなるほど亀裂の伸長速度は大きくなる。上記②、③より、亀裂の伸長速度は時間積分に依存し、時間が長くなるほど、亀裂の伸長量は大きくなることがわかる。すなわち、載荷速度が小さくなるほど、同一応力に達する時間は長くなり、時間についての積分値が大きくなるため亀裂の伸長量は大きくなる。また、上記③は、応力が一定の条件の下でも、亀裂の伸長度は増すため、変形速度が大きくなることを意味する。このことは、逆に、亀裂が十分に伸長した状態で一定の速度で変形させるためには、応力を低下させる必要があることを意味する。また、コンプライアンスが十分に大きくなった状態を微小破壊と呼ぶことにすると、上記の前提と(1)～(3)の分析結果から、氷点下の一軸圧縮試験における支笏溶結凝灰岩の破壊プロセスは次のように理解できる。

乾燥、含水飽和両供試体ともに、微小破壊は強度の小さな部分から順次発生し、その発生数は応力の増加に伴い指数関数的に増加する。微小破壊によりコンプライアンスは増加するため、供試体は次第に変形しやすくなり、応力－軸ひずみ線図には非線形性が現れる。そして、微小破壊が十分に進行すると、与えられた変形速度(軸ひずみ速度)を保つために応力が低下し始め、線図にはピーク応力(強度破壊点)が現れる。軸ひずみ速度が小さくなるほど、載荷時間は長くなり、時間積分値が大きくなるため、亀裂の伸長量が大きくなる。このため、より低い応力レベルから微小破壊が進行し、応力－軸ひずみ線図に非線形性が現れる応力が小さくなるとともに、より低い応力レベルで微小破壊が十分に進行し、ピーク応力も小さくなる。平均値で比べると、間隙氷より岩石部分の方が強度は小さい。このため、含水飽和供試体では、岩石部分の微小破壊が先行するが、岩石部分の強度は空隙の強度よりも大きいため非線形性を示す応力は乾燥供試体より大きくなる。

5.4 ジョイント要素を用いた解析による応力－ひずみ線図の非線形性に関する考察

第4章の試験結果では、含水飽和供試体の応力－ひずみ線図にはピーク応力付近で著しい非線形性が見られたが、前節の連続体解析の結果では、これを表現できなかった。実際の供試体では、

岩石内に発生した亀裂や岩石－氷境界が不連続的な挙動を示すと考えられる。そこで、以下では、不連続面を含んだ解析モデルを用いて、応力－ひずみ線図のシミュレーションを試み、線図に非線形性が現れるかを検証することにした。

5.4.1 解析方法

図 5.8 のような不連続面を含んだ二次元有限要素モデルを作成し、粘弾性解析を行った。1 つの空隙または間隙氷が解析範囲内に存在し、さらに、亀裂が空隙先端から発生・進展すると想定し（図 5.9）、これらをジョイント要素により表現した。ジョイント要素のコンプライアンスは(5.5)式に従って増加すると仮定し、垂直、せん断両剛性は経時に伴って低下するものとした。乾燥、含水飽和両供試体に対し、表 5.3 のような物性値を与えた。ただし、破壊プロセスについて検討するため、含水飽和供試体では、亀裂部分の一軸圧縮強度が低く、岩石部分が先に破壊する場合（wet1）と、氷の一軸圧縮強度が低く、氷が先に破壊する場合（wet2）の 2 種類の物性値を採用した。下面の節点の鉛直方向変位と下面中央の節点の水平方向変位を拘束し、モデル上面の節点に対して、10^{-5} /s の軸ひずみ速度に相当する強制変位を与えた。応力と軸ひずみは、前節と同様の方法で算出した。

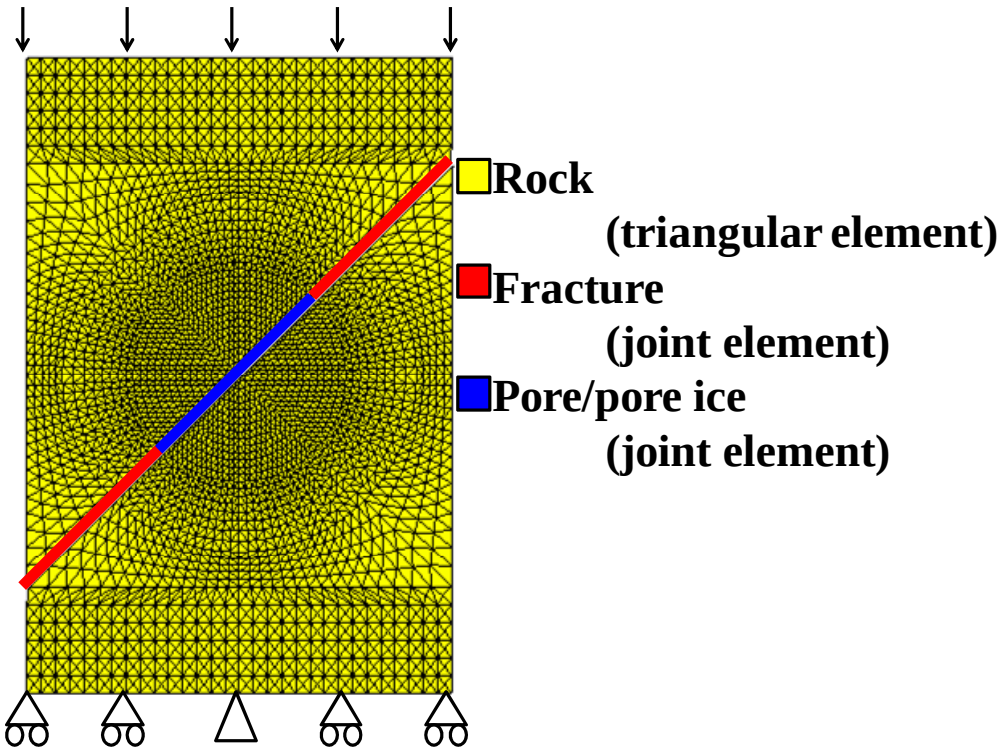


図 5.8 ジョイント要素を含んだ解析モデル

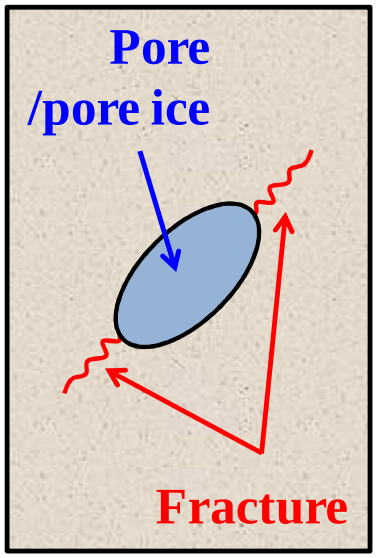


図 5.9　想定した空隙の概念図

表 5.3　ジョイント要素を用いた解析における物性値

Water condition	Material	Young's modulus (GPa)	Poisson's ratio	Internal friction angle (°)	Uniaxial compressive strength (MPa)	Uniaxial tensile strength (MPa)	n_0	m
Wet1	Rock (triangular element)	3	0.10	30	15.000	1.5	40	40
	Rock (joint element)	3	0.10	30	0.015	1.5	40	40
	Pore ice (joint element)	3	0.38	50	4.000	1.5	3	0
Wet2	Rock (triangular element)	3	0.10	30	15.000	1.5	40	40
	Rock (joint element)	3	0.10	30	1.500	1.5	40	40
	Pore ice (joint element)	3	0.38	50	0.004	1.5	3	0
Dry	Rock (triangular element)	3	0.10	30	15.000	1.5	40	40
	Rock (joint element)	3	0.10	30	1.500	1.5	40	40
	Pore ice (joint element)	10^{-9}	0.10	30	10^{-6}	10^{-6}	40	40

5.4.2 解析結果および考察

ジョイント要素を用いた解析で得られた応力－軸ひずみ線図を図 5.10 に示す。第 4 章の試験結果と同様、乾燥供試体のモデル（dry）では、線図に非線形性があまり見られず、応力－ひずみ線図は、ピーク応力までほぼ直線的になる。同様に、間隙氷が先に破壊する場合の含水飽和供試体のモデル（wet2）でも非線形性がほとんど見られない。これに対し、岩石部分が先に破壊する場合の含水飽和供試体のモデル（wet1）では、応力が高くなるにつれ、非線形性が強くなり、第 4 章の試験結果と定性的に一致する。また、wet1 の一軸圧縮強度と限界軸ひずみはともに、dry の値よりも大きい。以上の解析結果は、実際の含水飽和供試体では、発生した亀裂や岩石－間隙氷境界が不連続的に挙動するため、応力－ひずみ線図に非線形性が現れたことを示唆している。また、5.3 の連続体解析で明らかにしたように、岩石部分の破壊が先行することを裏付けている。

氷点下の岩石の破壊プロセスについて 5.3.2 の（4）で考察したが、含水飽和供試体の破壊プロセスは、次のように修正する必要がある。岩石部分の破壊が始まると、発生した亀裂が不連続的に挙動し、応力－ひずみ線図に非線形性が現れ始める。そして、供試体の破断直前においては、強い時間依存性を示す間隙氷が応力を支持することになり、岩石供試体の力学的性質は間隙氷の力学的挙動に支配される。

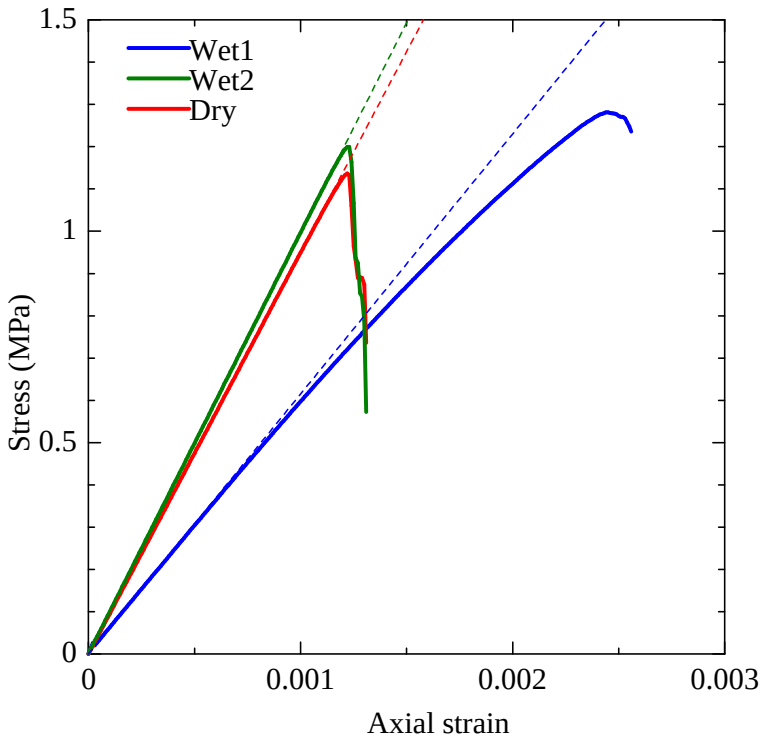


図 5.10 ジョイント要素を用いた解析で得られた応力－軸ひずみ線図

5.5 寒冷地における岩盤斜面への本研究の成果の適用

ここでは、支笏溶結凝灰岩の一軸圧縮クリープ試験と一軸圧縮定ひずみ速度試験から得られた知見を基に、寒冷地における岩盤斜面の長期安定性の評価方法について考察する。

第 3 章では、常温下と同様に、岩石は氷点下においてもクリープ変形を示し、また、ひずみ速度は 1 次クリープ領域で減少し、2 次クリープ領域で最小値を示した後、破断前の 3 次クリープ領域で増加することを明らかにした（図 3.3）。このことより、変位のモニタリングによって、岩盤斜面の安定性を評価し、崩壊を予知・防止できると考えられる。例えば、モニタリングした変位の速度が減少している場合、岩盤斜面の変形は 1 次クリープ領域にあり、崩壊の危険性は低いことがわかる。一方、変位の速度が増加している場合は、3 次クリープ領域にあり、危険な状態にあると判断でき、何らかの対策を施す必要があるが、これには、まず崩壊時刻の予測が重要となる。3.3.1 に示したように、ひずみ速度と残存寿命（最終的な破壊までに残された時間）の関係は両対数座標上で直線により近似できることがわかっている（図 3.5）。このことは、氷点下においても、ひずみ速度や変位速度が残存寿命に反比例することを意味しており、INV 法（福囿、1990）や SLO 法（Azania、2011）を用いて、崩壊までのおおよその時間を推定できると期待される。

変位量の大きさに基づき、岩盤斜面の崩壊の危険性を判断する方法が提案されているが（山田ら、2011）、これには破壊の指標となる変位量（管理基準）を設定する必要がある。2.4 の一軸圧縮定ひずみ速度試験で得られた含水飽和供試体の限界ひずみの値（ピーク応力におけるひずみ量）は、室温下に比べ氷点下の方が明らかに大きかったが、このピーク応力点におけるひずみの値は、一軸圧縮クリープ試験で 3 次クリープが始まる時のひずみの値とほぼ一致することが報告されている（福井ら、1989）。これらのことより、3 次クリープを示し始めるひずみ量は常温下に比べて氷点下の方が明らかに大きいと予想され、このことは、気温が常温から氷点まで変動する気象条件の岩盤斜面に対しては、気温に応じて異なる管理基準を設ける必要があることを示唆している。また、融雪期に変位量が減少しても、岩盤が健全な状態に戻ったことを示すのではなく、間隙氷の融解に起因する現象である可能性を認識しておく必要があると考える。

5.3 と 5.4 の解析結果から、含水飽和供試体では、まず、岩石部分の破壊が十分に進行した後に、間隙氷の破壊が始まる可能性を指摘した。このことは、含水状態で凍結した岩盤斜面が 3 次クリープを示すときには、すでに岩石部分の破壊が十分に進行し、主に間隙氷が荷重を支持している可能性があることを示唆している。そして、この状態で、間隙氷が融解すると、岩盤斜面は被り圧を支持しきれなくなり直ちに崩壊することが危惧される。このため、岩盤斜面の含水状態にもよるが、厳冬期に 3 次クリープが観測された場合には、融雪期の前に何らかの対策を施す必要があると考える。

5.6 本章のまとめ

本章では、支笏溶結凝灰岩を対象に、まず、第 3 章のクリープ試験と第 4 章の一軸圧縮試験で明らかにした時間依存性挙動の関係について検討した。次に、両試験から得られた時間依存性を表すパラメータを用いて粘弾性解析を実施し、供試体の破壊プロセスに関して考察した。得られた知見を以下にまとめる。

(1)クリープ寿命の応力レベル依存性と一軸圧縮強度の載荷速度依存性の間には密接な関係があることを明らかにし、両試験における時間依存性を支配するメカニズムが類似していることや、一方の関係からもう一方の関係を推定できることを指摘した。

(2)岩石部分より間隙氷の方が強度は大きいと仮定すると、含水飽和供試体では、岩石部分の破壊が十分に進行してから間隙氷の破壊が始まることになるが、乾燥供試体では岩石部分より強度の小さな空隙の破壊が進行してから岩石部分の破壊が始まることになるため、乾燥供試体より含水飽和供試体の方が一軸圧縮強度は大きくなると解釈できることを示した。また、乾燥、含水飽和両供試体ともに、載荷速度が小さくなるほど、応力が負荷される時間が長くなるため、より低い応力レベルから微小破壊が発生・集積し、応力－ひずみ線図に非線形性が現れる応力レベルや一軸圧縮強度が小さくなると考察した。

(3)含水飽和供試体では、岩石部分の破壊により不連続面が形成された後、岩石部分より強い時間依存性を示す間隙氷の破壊が進行するため、応力－ひずみ線図には強い非線形性が現れるとともに、その力学的挙動は間隙氷の力学的挙動に支配されると推論した。

第 6 章　結論

本研究では、寒冷地における岩盤の長期安定性評価の基礎的研究として、空隙率の異なる支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩を対象に、氷点下における岩石の力学的性質の時間依存性や、それに与える含水状態の影響を明らかにすることを目的とした。

第 1 章では、研究の背景を述べた後、岩石の力学的性質の時間依存性や、氷点下における岩石の強度・変形性に関する既往の研究について概観し、本研究の目的について述べた。

第 2 章では、まず、本研究で用いる支笏溶結凝灰岩と美唄砂岩の特徴について述べ、支笏溶結凝灰岩は、美唄砂岩に比べて軟弱かつ多孔質であること、美唄砂岩は水による影響を強く受け、一軸圧縮強度などの物性値の低下が大きいことを指摘した。次に、第 3 章の一軸圧縮クリープ試験と第 4 章の一軸圧縮定ひずみ速度試験で用いる供試体の作製方法と試験システムについて説明した。続いて、岩盤斜面の冷却条件を室内で再現するために新たに製作した一次元冷却システムについて説明した上、このシステムを用いて一次元的に冷却した供試体と、三次元的に冷却した供試体を用いて-20℃の下で実施した一軸圧縮定ひずみ速度試験の結果について述べた。そして、両者の応力－ひずみ挙動や物性値の間には大きな差異が見られないことを明らかにし、氷点下における岩石の力学的性質の検討の際には、簡易的な三次元冷却で供試体を準備しても差し支えないと結論した。

第 3 章では、氷点下における岩石のクリープ寿命やクリープ変形に与える応力レベルと含水状態の影響を明らかにするために、乾燥、含水飽和両供試体に対して、-20℃の下で実施した一軸圧縮クリープ試験の結果について述べた。まず、クリープ変形に関する検討を行い、支笏溶結凝灰岩では、乾燥、含水飽和両供試体のひずみ速度－クリープひずみ線図の形状は異なり、含水飽和供試体の線図は多結晶氷と類似の形状を示すこと、3 次クリープ領域のひずみ量が全体のひずみの大半を占めることなどを見出した。そして、このことより、支笏溶結凝灰岩の含水飽和供試体は間隙氷の変形の影響を強く受けていることを指摘した。一方、美唄砂岩では、クリープひずみの量が含水飽和供試体の方が大きくなることなど、乾燥、含水飽和両供試体の挙動にある程度の差異が見られたものの、支笏溶結凝灰岩のような大きな違いは見られないことから、含水飽和供試体中の間隙氷の量が少ないため、間隙氷の影響があまり現れなかったことを指摘した。次に、クリープ寿命に関して検討を行い、支笏溶結凝灰岩では、1 次クリープ領域における軸ひずみ速度とクリープ寿命の間に相関があることを見出し、この相関から未破壊の供試体のクリープ寿命を推定した上、応力レベルが小さい場合には、乾燥供試体に比べ、含水飽和供試体の方がクリープ寿命は短くなると推定した。

一方、美唄砂岩では、含水飽和供試体の方が常にクリープ寿命は短くなることを明らかにした上、両岩石の結果は、間隙氷のインクルージョン効果と圧力融解により生じた間隙氷の応力腐食促進効果により解釈できることを示した。

第 4 章では、一軸圧縮応力下における氷点下での岩石の強度・変形性に与える載荷速度と含水状態の影響を明らかにするため、乾燥、含水飽和両供試体に対して、-20℃の下で、軸ひずみ速度を数段階に設定して実施した一軸圧縮定ひずみ速度試験の結果について述べた。まず、変形性に関する検討を行い、両岩石ともに、含水飽和供試体の応力－ひずみ線図の形状には載荷速度依存性があることを明らかにし、含水飽和供試体は、間隙氷の時間依存性挙動の影響を強く受けていることを指摘した。また、載荷速度の増加に伴って間隙氷の破壊形態が延性から脆性に遷移したことにより、4.2×10^{-4} /s の軸ひずみ速度を境に両岩石の含水飽和供試体の変形挙動が変わったと推論した。次に、強度に関して検討し、両岩石ともに、載荷速度が大きくなると、一軸圧縮強度は大きくなる傾向が認められるが、乾燥供試体に比べ、含水飽和供試体の方が載荷速度依存性は強いことを明らかにした。また、支笏溶結凝灰岩では、載荷速度が小さい間は、乾燥、含水飽和両供試体の一軸圧縮強度に明確な差異が見られないが、載荷速度が大きくなると、含水飽和供試体の方が一軸圧縮強度は大きくなることを明らかにした。一方、美唄砂岩では、いずれの載荷速度においても、含水飽和供試体の方が一軸圧縮強度は小さいことを明らかにした上で、両岩石の一軸圧縮強度の載荷速度依存性を間隙氷のインクルージョン効果と圧力融解により生じた間隙水の応力腐食により解釈できることを示した。

第 5 章では、まず、支笏溶結凝灰岩を対象に、第 3 章の一軸圧縮クリープ試験と第 4 章の一軸圧縮定ひずみ速度試験で得られた時間依存性の関係について検討し、クリープ寿命の応力レベル依存性と一軸圧縮強度の載荷速度依存性の間には密接な関係があることを明らかにした上、両試験における時間依存性を支配するメカニズムが類似していることや、一方の関係からもう一方の関係を推定できることを指摘した。次に、氷点下における支笏溶結凝灰岩の破壊プロセスや強度・変形性の載荷速度依存性について理解するために、両試験より得られた時間依存性を表すパラメータを用いて、粘弾性解析を実施した。そして、含水飽和供試体では、岩石部分の破壊が十分に進行してから間隙氷の破壊が始まるが、乾燥供試体では岩石部分より強度の小さな空隙の破壊が進行してから岩石部分の破壊が始まるため、含水飽和供試体の方が一軸圧縮強度は大きくなると解釈できることを示した。また、乾燥、含水飽和両供試体ともに、載荷速度が小さくなるほど、応力が負荷される時間が長くなるため、より低い応力レベルから微小破壊が発生・集積し、応力－ひずみ線図が非線形性を示し始める応力レベルや一軸圧縮強度が小さくなると考察した。さらに、含水飽和供試体では、

岩石部分の破壊により不連続面が形成された後、岩石部分より強い時間依存性を示す間隙氷の破壊が進行するため、応力－ひずみ線図には強い非線形性が現れるとともにその力学的挙動は間隙氷の力学的挙動に支配されると推論した。続いて、本研究で得られた知見を基に、寒冷地における岩盤斜面の長期安定性の評価方法に関して 2、3 の考察を行った。

本研究で得られた知見により、氷点下における岩石の力学的性質の時間依存性や、それに与える含水状態の影響が明らかとなった。本研究の成果は、寒冷地における岩盤の長期安定性評価の際に重要な役割を担うものと期待できる。

謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教員の児玉淳一准教授からご指導を賜りました。本研究に取り掛かる前の期間も考慮すると、6 年間もお世話になり、公私ともにおいて、様々なことを学ばせて頂きました。ここに深く感謝致します。一次元冷却システムの作製にあたり、北見工業大学の中村大准教授からはご助言を賜りました。実験にあたり、室蘭工業大学の板倉賢一教授からは、いくつかの装置を貸して頂きました。岩盤力学研究室の藤井義明教授、菅原隆之技官、福田大祐助教をはじめとする、環境循環システム専攻の先生方にも、勉学や私生活の面でお世話になりました。研究室の先輩、同輩、後輩とは、研究について互いに相談しあったり、私生活では仲良くさせてもらったりしました。また、母や祖父母には、生活を支えてもらいました。皆様に、深く感謝致します。

引用文献

赤井浩一、足立紀尚、西好一（1979）、堆積軟岩（多孔質凝灰岩）の時間依存特性と構成式、土木学会論文報告集、Vol. 282、pp. 75-87

Akagawa, S., Goto, S. and Saito, A. (1988), Segregation freezing observed in welded tuff by open system frost heave test, Proceedings of 5th International Conference on Permafrost, pp. 1030-1035.

Arakawa, M. and Maeno, N. (1997), Mechanical strength of polycrystalline ice under uniaxial compression, Cold Regions Science and Technology, Vol. 26, pp. 215-229.

Azania, M. (2011), Practical method for prediction of geomechanical failure-time -new developments, application and studies on rock mass deformation-, Doctoral thesis at Hokkaido University.

趙顕、大久保誠介、福井勝則（1995）、周圧下での三城目安山岩のクリープ、資源と素材、Vol. 111、No. 8、pp. 543-548

Fuenkajorn, K. and Kenkhunthod, N. (2010), Influence of loading rate on deformability and compressive strength of three Thai sandstones, Geotechnical and Geological Engineering, Vol. 28, pp. 707-715.

藤井義明、木山保、大森瑞穂、石島洋二（1997）、岩石のクリープ試験における周ひずみの挙動に関する研究、資源と素材、Vol. 113、No. 3、pp. 162-168

福田正己、播磨屋敏生、原田鉱一郎（1996）、岩石の凍結－融解による風化が基盤崩落に与える影響について、月刊地球、Vol. 18, pp. 574-578

福井勝則、大久保誠介、西松裕一（1989）、一軸圧縮荷重下での岩石のクリープ特性、資源・素材学会誌、Vol. 105、No. 7、pp. 521-526

福囿輝旗（1990）、クリープ変形式を基にした斜面崩壊時刻の予測について、地すべり、Vol. 27、No. 2、pp. 38-40

Gold, L. W. (1977), Engineering properties of fresh-water ice, Journal of Glaciology, Vol. 19, No. 81, pp. 197-212.

原翔平（2012）、凍結状態にある岩石の強度と変形特性の時間依存性、平成 23 年度北海道大学修士論文

原田鉱一郎、福田正己（1996）、1996 年北海道古平町豊浜付近斜面崩落にかかわる岩石の凍結－融解実験、北海道の雪氷、No. 15、pp. 58-61

Higashi, A. (1967), Mechanisms of plastic deformation in ice single crystals, Proceedings of Physics of Snow and Ice, pp. 277-289.

Higashi, A., Koinuma, S. and Mae, S. (1964), Plastic Yielding in Ice Single Crystals, Japanese journal of Applied Physics, Vol. 3, No. 10, pp. 610-616.

Huang, S. L. and Speck, R. C. (1986), Laboratory creep tests of frozen gravels, Cold Regions Science and Technology, Vol. 13, pp. 101-104.

稲田善紀、木下尚樹、関正造、松尾暁、成行惇、越智健三（1996）、低温の影響を受けた空洞周辺岩盤の熱的挙動に関する一二の知見、土木学会論文集、Vol. 547、pp. 211-220

石田完（1959）、海氷中の弾性波の測定、低温科學. 物理篇, Vol. 18, pp. 157-169

石塚与志雄、木下直人、奥野哲夫（1986）、LPG 岩盤内貯蔵空洞の熱応力に対する安定性の検討、土木学会論文集、Vol. 370、pp. 243-250

土木学会岩盤力学委員会（1999）、岩盤斜面の調査と対策、社団法人土木学会

門脇辰弥（2012）、気中と水中で凍結融解作用を受ける岩石の変形・破壊挙動、平成 23 年度北海道大学修士論文

児玉淳一、後藤龍彦、藤井義明（2008）、凍結状態にある岩石の強度と変形・破壊挙動、Journal of MMIJ、Vol. 124、No. 12、pp. 733-740

児玉淳一、後藤龍彦、藤井義明（2009）、凍結状態にある登別凝灰岩の強度と破壊プロセスに与える温度と載荷速度の影響、Journal of MMIJ、Vol. 125、No. 9、pp. 472-480

児玉淳一、後藤龍彦、藤井義明、吉田豊、板倉賢一（2001）、自然乾燥状態および湿潤状態における登別溶結凝灰岩のクリープ変形とクリープ寿命、資源と素材、Vol. 117、No. 9、pp. 718-724

Kranz, R. L. (1979), Crack growth and development during creep of Barre granite, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Vol. 16, pp. 23-35.

Ma, L. and Daemon, J. J. K. (2006), Strain rate dependent strength and stress-strain characteristics of a welded tuff, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol. 65, pp. 221-230.

前野紀一、黒田登志雄（1986）、基礎雪氷学講座第 I巻 雪氷の構造と物性、株式会社古今書院

増田幸治（1998）、定応力下にある花崗岩の変形・弾性波速度変化・微小破壊活動について、地質調査月報、Vol. 41、pp. 147-155

松永烈、厨川道雄、木下直人（1981）、岩石の低温における機械的性質－LNG の地下備蓄に関する基礎的研究（第 1 報）－、日本鉱業会誌、Vol. 97、pp. 431-436

Mellor, M. and Cole, D. M. (1982), Deformation and failure of ice under constant stress or constant

strain-rate, Cold Regions Science and Technology, Vol. 5, pp. 201-219.

中村大、後藤隆司、鈴木輝之、伊藤陽司、山下聡（2008）、岩石の凍上に関する基礎的研究－岩石の内部構造、物性値の比較を基にした凍上メカニズムの解明－、Journal of MMIJ、Vol. 124、pp. 231-239

中村大、菅原徳記、後藤隆司、伊藤陽司、山下聡、川口貴之、山崎新太郎、鈴木輝之（2011）、札幌軟石の繰返し一次元凍結融解実験、Journal of MMIJ、Vol. 127、pp.635-642

中谷篤史、若林成樹、百田博宜、高橋英邦（2008）、低温下における岩石の力学特性に関する実験的研究、第 37 回岩盤力学に関するシンポジウム講演集、pp. 409-414

大久保誠介（1991）、岩石のクリープ、資源・素材学会誌、Vol. 107、No. 5、pp. 245-252

大久保誠介、秋皙淵（1993）、気乾状態と湿潤状態とでの三城目安山岩のクリープ、資源と素材、Vol. 109、No. 11、pp. 917-922

大久保誠介、秋皙淵（1994）、気乾状態と湿潤状態での田下凝灰岩ならびに大谷凝灰岩の一軸圧縮クリープ、材料、Vol. 43、No. 490、pp. 819-825

大久保誠介、福井勝則（2001）、岩石のコンプライアンス可変型構成方程式とそのパラメータの取得法、資源と素材、Vol. 117、pp. 13-20

大久保誠介、福井勝則、羽柴公博（2002）、コンプライアンス可変型構成方程式の拡張とクリープ試験結果による検討、資源と素材、Vol. 118、No. 12、pp. 737-744

大久保誠介、福井勝則、張建東（1998）、岩石の時間依存性を考慮した 3 次元 FEM 解析、資源と素材、Vol. 114、pp. 79-85

大久保誠介、金豊年（1993）、非線形粘弾性モデルによる円形坑道周辺岩盤挙動のシミュレーション、資源と素材、Vol. 109、pp. 209-214

大久保誠介、金豊年、秋山政雄（1993）、一軸引張強度と圧裂引張強度の載荷速度依存性、資源と素材、Vol. 109、pp. 865-869

大久保誠介、西松裕一、何昌栄、秋皙淵（1992）、湿潤状態での岩石の一軸圧縮強度の載荷速度依存性、材料、Vol. 41、No. 463、pp. 403-409

Prodanovic, A. (1979), Model tests of ice bubble strength, Proceedings of Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, pp. 89-105.

Qin, Y., Zhang, J., Zheng, B and Ma, X. (2009), Experimental study for the compressible behavior of warm and ice-rich frozen soil under the embankment of Qinghai-Tibet Railroad, Cold Regions Science and Technology, Vol. 57, pp. 148-153.

佐野修、工藤洋三、水田義明（1989）、岩石の破壊挙動の時間依存性に関する統一的解釈、第 21 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp. 1-5

Sartkaew, S. and Fuenkajorn, K. (2014), Effects of loading rate on strength and deformation of rock salt under 273-373 Kelvin, Proc. of 8th Asian Rock Mechanics Symposium, RP2-2.

Sayles, F. H. (1968), Creep of frozen sands, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory

Schulson, E. M. (1999), Mechanical behavior of ice, The Member Journal of The Minerals, Metals & Materials Society, Vol. 51, pp. 21-27.

Song, M., Baker, I. and Cole, D. M. (2008), The effect of particles on creep rate and microstructures of granular ice, Journal of Glaciology, Vol. 54, No. 186, pp.533-537.

竹村貴人、小田匡寛、Golshani, A.、鈴木健一郎（2003）、花崗岩質岩石のクリープ破壊に関する実験的研究、Report of Cooperative Research Center, Saitama University (4)、pp. 87-92

田中恒祐（2011）、間隙氷を含む岩質材料の破壊プロセスの観察、平成 22 年度北海道大学修士論文

Todd, T. P. (1973), Effect of Cracks on Elastic Properties of Low Porosity Rocks, Doctoral thesis at Massachusetts Institute of Technology.

Wijeweera, H. and Joshi, R. C. (1993), Creep behavior of saline fine-grained frozen soil, Journal of Cold Regions Engineering, Vol. 7, pp. 77-89.

山田浩幸、増田丑太郎、高田篤、市川裕祐、宮本武司（2011）、計測結果見える化技術（OSV）の開発と適用、鴻池組技術研究報告、pp. 5-12

山下秀、杉本文男、山内優、川辺金光（1994）、大谷石のクリープ特性とクリープ過程について、資源と素材、Vol. 110、No. 11、pp. 875-882

山下秀、杉本文男、山内優、森聡、デンベレルナムスライ（1997）、軟岩の圧縮クリープ過程と微視的構造の変化－岩石のクリープ破壊機構に関する研究（その 1）－、資源と素材、Vol. 113、No. 11、pp.817-824

Yang, Y., Lai, Y. and Chang, X. (2010), Experimental and theoretical studies on the creep behavior of warm ice-rich frozen sand, Cold Regions Science and Technology, Vol. 63, pp. 61-67.

吉田秀典、野崎郁郎、加藤和之、関根裕治、小山俊博、鈴木康正、金子岳夫（2005）、軟岩におけるクリープモデルの提案と地下空洞のクリープ解析、計算数理工学論文集、Vol. 5、pp. 31-36

Zhang, L., Li, Z., Jia, Q., Li, G. and Huang, W. (2011), Uniaxial compressive strength of artificial

freshwater ice, Advanced Materials Research, Vols. 243-249, pp. 4634-4637.

Zhang, Y., Wu, W., Gu, J. and Wang, W (2013), Triaxial creep tests of weak sandstone from fracture zone of high dam foundation, Journal of Central South University, Vol. 20, pp. 2528-2536.

Zhou, H. W., Wang, C. P., Han, B. B. and Duan, Z. Q. (2011), A creep constitutive model for salt rock based on fractional derivatives, International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, Vol. 48, pp. 116-121.