

国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

# 港湾空港技術研究所 報告

---

REPORT OF  
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH  
INSTITUTE

---

Vol.60 No.1 June 2021

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

NATIONAL INSTITUTE OF MARITIME,  
PORT AND AVIATION TECHNOLOGY

## 総目次

1. 波の遡上域における海浜地形変化に及ぼす潮汐変動の影響に関する検討  
伴野 雅之・栗山 善昭
2. 2019年台風15号による横浜港に襲来したうねり性の波浪  
田村 仁・川口 浩二・岩本 匠夢・藤木 峻
3. 富山湾・寄り回り波の力学機構  
田村 仁・川口 浩二・藤木 峻
4. 仮設被覆工の耐波安定性について  
鈴木 高二朗・久保田 博貴・田中 敦
5. パラペット後退型護岸に働く波圧に関する検討  
鈴木 高二朗・久保田 博貴・鶴田 修己
6. プレート境界断層デコルマ帯におけるスロースリップ発生メカニズムに関する研究  
杉山 友理・橋 伸也・森川 嘉之
7. MPM-剛体シミュレーションのための最小二乗法を用いた摩擦接触アルゴリズムの開発と開端杭の地盤への貫入挙動への適用  
中村 圭太・松村 聡・水谷 崇亮

# プレート境界断層デコルマ帯における スロースリップ発生メカニズムに関する研究

杉山 友理\*・橋 伸也\*\*・森川 嘉之\*\*\*

## 要 旨

近年の地震・地殻変動観測網の充実により、今までの観測では捉えることのできなかったプレート境界断層浅部（デコルマ帯）のスロースリップと呼ばれる通常の地震に比べて遅い断層滑り速度で歪を解放する現象が観測された。さらに、東北地方太平洋沖地震で発生した巨大津波の原因となった海底地殻変動が生じたのは、まさにデコルマ帯であったことが地震後の掘削調査で明らかになった。地震波がスロースリップ領域に伝播すると、デコルマ帯でも急速なすべりが生じ、地震の規模が巨大化し、さらに巨大津波を引き起こすことになる。そのため、デコルマ帯におけるスロースリップ発生メカニズムの解明が急がれている。デコルマ帯はスメクタイトに富んだ遠洋性粘土で構成され、プレート沈み込み帯では、スメクタイトがカリウムイオンの供給と温度上昇に伴ってイライトへ相転移（変質）することが知られている。このことから、スメクタイトからイライトへの変質がスロースリップ発生要因の一つであると考えられている。しかしながら、デコルマ帯でのスロースリップ発生メカニズムの検討において、変質により生じる間隙水圧変化がプレート沈み込みによるせん断を受ける際の力学挙動に及ぼす影響について検討された例はほとんどない。本稿では、スメクタイトのイライト化をモデル化し、デコルマ帯で観測されるスロースリップ発生メカニズムの理論的な解釈を試みた。

**キーワード**：デコルマ帯，スロースリップ，粘土鉱物の変質，数値解析

\* 地盤研究領域土質研究グループ 研究官

\*\* 神戸大学都市安全研究センター 准教授

\*\*\* 地盤研究領域長

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所

電話：046-844-5053 Fax：046-844-4577 E-mail：sugiyama-yu@p.mpat.go.jp

## Study of slow slip mechanism on plate boundary fault decollement zone

**Yuri SUGIYAMA\***

**Shinya TACHIBANA\*\***

**Yoshiyuki MORIKAWA\*\*\***

### Synopsis

The recently evolving crustal deformation monitoring systems detect slow slip, which are failures that are slower-paced than ordinary earthquakes, in the decollement zone of the shallow part of the plate subduction boundary zone. Moreover, the seafloor surface slip that caused the massive tsunami at the time of the 2011 earthquake off the Pacific coast of Tohoku occurred in the decollement zone, as revealed by a post-earthquake drilling investigation. If the earthquake waves propagate to the slow slip area, the scale of the earthquake is increased by slipping at high speed in the decollement zone; furthermore, it can induce a tsunami. Therefore, it is necessary to elucidate the mechanisms of slow slip in the decollement zone, which has traditionally been considered to lack the plate sticking phenomenon. The fault sample that constitutes the decollement zone is pelagic clay rich in smectite, and it is known that the plate subduction zone undergoes a phase transition (alteration) to illite with the supply of potassium ions and temperature rise. Therefore, it is considered that the alteration from smectite to illite is one of the causes of slow slip. However, in the study of the slow slip generation mechanism in the decollement zone, there are few examples which have considered that the effects of pore water pressure changes caused by alteration on the mechanical behavior of ocean crust on which shear force due to plate subduction. In this study, we modeled the illitization of smectite and attempted a theoretical interpretation of the slow slip generation mechanism observed in the decollement zone.

**Key Words:** Decollement zone, slow slip, alternation of clay minerals, numerical analysis

---

\* Researcher, Geotechnical Engineering Department, Soil mechanics and geo-environment group

\*\* Associate professor, Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University

\*\*\* Director of Geotechnical Engineering Department

3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan    Port and Airport Research Institute  
Phone : +81-46-844-5053    Fax : +81-46-844-4577    E-mail : sugiyama-yu@p.mpat.go.jp

## 目 次

要 旨 .....	3
1. まえがき .....	7
2. デコルマ帯における海底地殻変動 .....	7
2.1 デコルマ帯 .....	7
2.2 スロースリップ .....	8
2.3 プレート間の固着 .....	9
3. スメクタイトのイライト化 .....	9
4. スメクタイトのイライト化による生じる力学特性変化を考慮した力学応答モデル .....	10
4.1 スメクタイトのイライト化により生じる力学特性変化 .....	10
4.1.1 摩擦特性の変化 .....	10
4.1.2 体積圧縮特性の変化 .....	10
4.1.3 ダイレイタンシー特性の変化 .....	11
4.2 土粒子密度変化を考慮した連続条件式 .....	11
4.3 スメクタイトのイライト化を考慮した構成モデル .....	12
4.4 変質を伴う非排水せん断シミュレーション .....	14
4.5 まとめ .....	15
5. 層間水の脱水に起因する力学応答のモデル .....	15
5.1 層間水密度について .....	15
5.2 層間水の脱水 .....	16
5.3 層間水の脱水を考慮した連続条件式 .....	17
5.4 層間水の脱水に伴う要素応答シミュレーション .....	18
5.4.1 非排水条件下での体積変化 .....	18
5.4.2 非排水条件下での間隙水圧応答 .....	19
5.4.3 せん断応力一定条件下でのせん断応答 .....	20
5.5 模擬デコルマ帯を対象とした境界値問題 .....	22
5.5.1 層間水の脱水により上昇した水圧の伝播 .....	22
5.5.2 部分的に変質した模擬デコルマ帯のせん断応答 .....	23
5.6 まとめ .....	25
6. 結論 .....	25
7. あとがき .....	26
参考文献 .....	26
付録 .....	29

## 1. まえがき

掘削技術の進歩に伴い、プレート境界まで掘削が可能になり、近年多発する巨大地震発生メカニズムの解明に大きな進歩をもたらしている<sup>2)</sup>。東北地方太平洋沖地震では、デコルマ帯と呼ばれるプレート境界断層浅部が大きく滑ることで大規模地殻変動が生じ、巨大津波が発生した<sup>3)</sup>。この領域は、本来プレート間の固着はなく、地震時に滑り破壊を生じることはないと考えられていた。しかし、デコルマ帯では、地震発生前に“スロースリップ(ゆっくり滑り)”と呼ばれる通常の地震に比べて遅い断層滑り速度で歪を解放する現象が観測されていた。スロースリップが観測されたということは、スロースリップ発生領域でプレート間が固着していたことになる。従来、プレート間の固着が強い領域を巨大地震発生域と考える巨大地震発生モデルが提唱されてきた。しかし Ikari *et. al*<sup>4)</sup>は、地球深部探査船「ちきゅう」で採取した断層試料を用いた室内実験結果から、スロースリップが生じていた領域が地震時に高速で滑ることで地震を巨大化させる可能性があるとし、デコルマ帯も巨大地震の震源域に含める新たな巨大地震モデルを検討する必要性を示している。

断層の主な構成材料はスメクタイトに富んだ遠洋性粘土であり、デコルマ帯では、カリウムイオンの供給と温度上昇に伴ってスメクタイトがイライトへ相転移(変質)することが知られている<sup>5)</sup>。さらに、イライトはスメクタイトに比べ摩擦係数が大きいことが実験により明らかになっている<sup>6)</sup>。摩擦係数の増加はプレート間の固着につながるため、デコルマ帯で固着が生じる原因の一つとしてスメクタイトのイライト化が注目されている。また、スメクタイトは土粒子骨格に層間水を有した構造をしており、変質時に層間水の脱水を伴うことが知られている。デコルマ帯でスロースリップが観測された領域では、水の移動と大きな間隙水圧の発生が計測されており<sup>7)</sup>、デコルマ帯に供給される水による間隙水圧の発生がスロースリップにつながると考えられている<sup>8)</sup>。水の供給源として、プレート沈み込みに伴う堆積物の圧密やセメンテーション、スメクタイト-イライト相転移や、石英-クリストバライト相転移等が考えられている<sup>9)10)11)</sup>。デコルマ帯においては、スメクタイトの難透水性と層間水が脱水するということから、スメクタイト-イライト相転移が最も注目されている。このように、スメクタイトのイライト化はプレート間の固着に関する研究だけでなく、スロースリップに関する研究においても着目されている。ところで、スロースリップはデコルマ帯だけでなくプレート境界断層深部の地震発生帯でも観測されている。ど

の領域を研究対象にするか、固着やスロースリップ発生要因として着目される現象は様々である。そのため、本稿はプレート境界浅部のデコルマ帯を対象とした研究であることをここに明記する。

デコルマ帯を対象とした研究は、理学分野で行われており、地盤工学ではほとんど研究対象とされていない。地質学や地球物理学の分野では、スメクタイト含有率を様々に変えた試料や<sup>12)13)</sup>、実際に変質を経験したと考えられるデコルマ帯からの採取試料<sup>14)15)</sup>を用いた実験的検討が行われている。また、デコルマ帯における流体モデル<sup>16)17)</sup>や、摩擦特性変化を表現したモデル<sup>18)19)</sup>等が提案されている。スメクタイトのイライト化によって生じる間隙比変化及びそれに伴う有効応力変化を考慮した数理モデルの提案も行われているが<sup>20)</sup>、間隙水圧変化が有効応力に及ぼす影響については考慮できていない。プレート沈み込みに伴う圧密作用による間隙比変化と、イライト化に伴う水圧変化を推定できるモデルの提案も行われているが<sup>21)</sup>、弾性論で記述されている。また、土/水連成境界値問題としては扱われていない。

一方地盤工学では、土/水連成場でせん断力を受ける粘性土の力学挙動を表現できる信頼性の高いモデルが用いられている<sup>22)23)</sup>。しかし、粘土鉱物の変質することによる摩擦特性変化に伴う強度変化や体積変化を表現できるモデルは提案されていない。

これらのことから、デコルマ帯で観測される固着とスロースリップ発生メカニズムに力学的にアプローチするためには、地質学や地球物理学と、地盤工学の融合が必要であるといえる。そこで本稿では、スメクタイトのイライト化に伴う力学特性変化の理論化を試み、提案した数理モデルを用いた数値シミュレーションを行うことで、デコルマ帯における固着とスロースリップ発生メカニズムについて検討した。

## 2. デコルマ帯における海底地殻変動

### 2.1 デコルマ帯<sup>24)</sup>

デコルマとは、プレート沈み込み帯のプレート境界断層であり、プレート沈み込み面に平行で低角な断層である。図-2.1 にプレート境界断層の模式図を示す。また、図-2.1 中の掘削サイト周辺を拡大した模式図を図-2.2 に示す。図-2.2 の黒線で示すデコルマ面と、プレート境界に挟まれた領域をデコルマ帯と呼ぶ。デコルマ帯における深海掘削の実測データから<sup>7)25)26)</sup> (図-2.1 Site808, Site1174)、デコルマ帯の厚さは30m程度であり(図-2.2 参照)、その構成堆積物は高間隙率、低比抵抗値で特徴づ

けられる<sup>27)</sup>。また、間隙流体の低塩分濃度や炭化水素ガスの組成から、デコルマ帯に沿った流体の移動が推定された<sup>28)</sup>。デコルマ帯の形成は堆積物の組成、物性、続成作用などの影響を受け、地域ごとに独特な機構を持つと考えられている<sup>29)30)31)</sup>。

## 2.2 スロースリップ

図-2.3 に、図-2.1 で示した地震発生帯 (Seismogenic zone) からデコルマ帯にかけてのプレート境界面の模式図を示す。図-2.3 中の色の濃い領域は、アスペリティと呼ばれ、プレート間が完全に固着している。アスペリティでひずみの蓄積が限界に達すると、固着が剥がれ、地震性滑りを生じる。そのため、アスペリティが存在する領域は地震発生帯として認識されている<sup>32)</sup>。しかし、近年の地震・地殻変動観測網の充実により、今までの観測

では捉えることのできなかつた新たな振動・変動現象が見出されてきた。例えば、日本国内に展開している国土地理院のGPS観測網(GEONET)<sup>33)</sup>によって、東海地方のプレート境界で、2001年から18ヵ月にわたって、沈み込みプレート運動に伴い大陸プレートがひきずられて一緒に沈み込む方向とは逆向きの地殻変動が記録された。この地殻変動はスロースリップと呼ばれ、18ヵ月間のすべり量からマグニチュードを計算すると、地震に相当する値となることが分かっている<sup>34)</sup>。このため、スロースリップを伴う地殻変動は、スロースリップイベント(ゆっくり地震)と呼ばれる。しかし、スロースリップイベントは地震動を伴うような現象ではない。地震発生時と同規模の地殻変動を長期間かけてゆっくりと起こす現象である<sup>35)</sup>。スロースリップが観測される領域はアスペリティとは一致せず、図-2.3中に示すように、アスペリティを囲むように存在することが分かっている<sup>32)</sup>。また、1章でも述べたように、デコルマ帯においてもスロースリップは観測されている<sup>36)</sup>。アスペリティで蓄積されたひずみが解放されて地震が発生したとき、発生した地震波の伝播により、スロースリップ領域が急速に滑り、大規模な地殻変動を招き、地震が巨大化する可能性があると考えられている<sup>37)</sup>。デコルマ帯のスロースリップ領域が急速に滑ると、地震の規模を巨大化させるだけでなく、巨大津波を引き起こすことになる(図-2.1参照)。最近では、南海トラフのデコルマ帯においてもスロースリップが観測され<sup>38)</sup>、南海トラフ地震が巨大津波を伴う巨大地震になる可能性がある懸念されている。

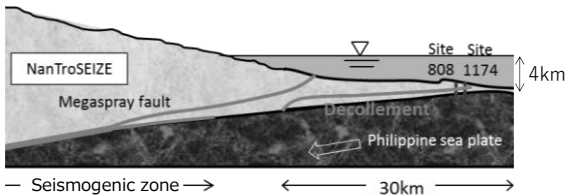


図-2.1 南海トラフのプレート境界断層模式図

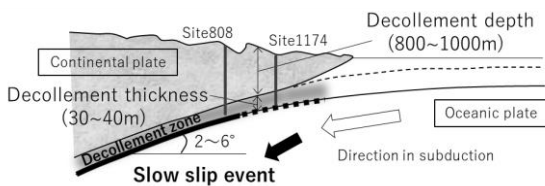


図-2.2 デコルマ帯掘削サイトの拡大模式図

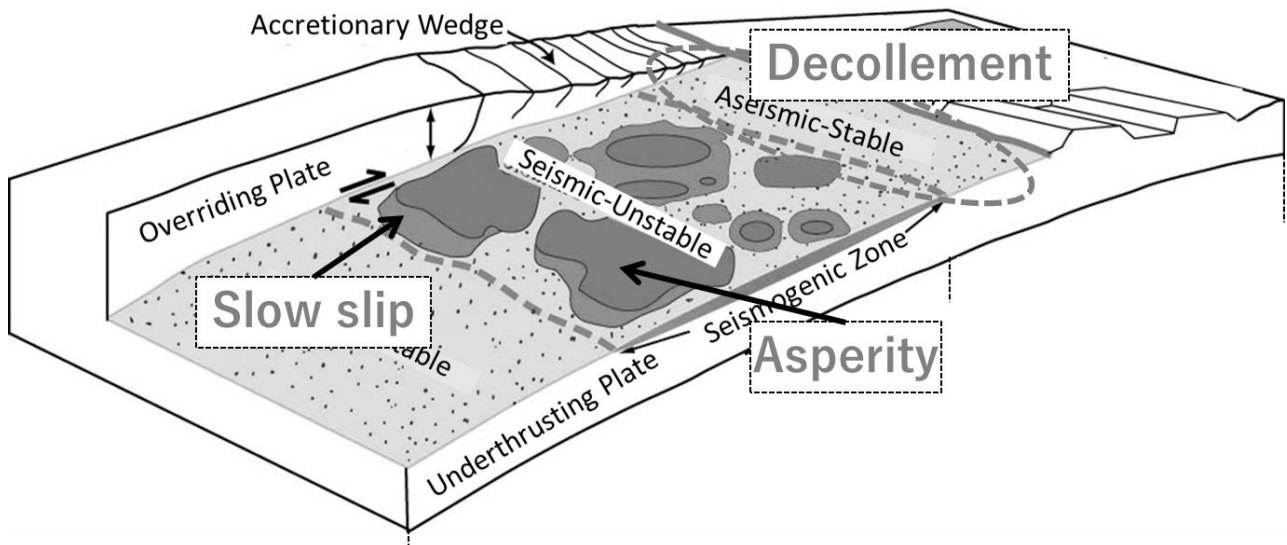


図-2.3 デコルマ帯の模式図<sup>32)</sup>

### 2.3 プレート間の固着

スロースリップの発生は、プレート間の固着が前提である。デコルマ帯は高温高压のため、大陸プレートは流動性のある固体（アセノスフェア）として存在し、マントルが冷えて固化した海洋プレートがアセノスフェア中を沈み込むため、プレート間は固着しないと考えられていた。しかし、巨大津波の発生原因となった海底地殻変動領域や、過去の地震発生時に生じた滑り分布が、デコルマ帯でスロースリップが観測されている領域に一致することが分かっている<sup>39)</sup>。さらに、東北地方太平洋沖地震で発生した巨大津波の原因となった海底地殻変動がデコルマ帯で生じていたことから<sup>40)</sup>、デコルマ帯でプレート間の固着が生じていることは明らかであり、デコルマ帯における固着メカニズムの解明が急がれている。

Vrolijk<sup>41)</sup>は、イライトはスメクタイトよりも摩擦係数が大きく、この摩擦特性の違いが、本来固着しないはずのデコルマ帯で固着が生じるという可能性も含め、スメクタイトのイライト化が海底地殻の不安定挙動に関する重要な要因の一つであると述べた。近年では、東日本大震災後に行われた巨大津波の発生源である海底地殻の深海科学掘削から、デコルマ帯でのすべり面の厚さは5m未満と、局所的に変形が集中しており、その周辺がスメクタイトとイライト混合土で構成されていることが分かった<sup>42)</sup>。過去にデコルマ帯ですべりが生じた場所のコアからも同様の実測データが得られている<sup>43)</sup>。さらに、プレート沈み込み帯浅部の掘削データからは、デコルマ帯が存在する海底下約700mで、地温が110°Cにも達することが分かっている<sup>44)</sup>。この温度領域は、スメクタイトが脱水してイライト化する温度(60-200°C)に一致する<sup>45)</sup>。これらのことから、固着が生じる原因の一因としてスメクタイトのイライト化が注目されている<sup>46)47)48)</sup>。

### 3. スメクタイトのイライト化

本章では、スメクタイトとイライトについて各々明らかになっている実験事実を基に、スメクタイトからイライトへの変質で生じる土質特性変化についてまとめる。既往の研究成果から、鉱物の変質には、温度とイオン濃度が関係することが分かっている<sup>45)</sup>。温度変化は土の力学挙動にも影響を及ぼし<sup>49)50)</sup>、その挙動は複雑で、理論が確立されているとは言い難い。そのため、常に変質可能な温度・イオン環境であると仮定し、化学反応による熱移動や温度変化については今後の課題とする。イオンが水に溶け込むことで水の密度も変化する可能性があるが、何種類ものイオンが溶けた海水の密度でも1.03g/cm<sup>3</sup>程度

であるため、イオン溶出による水の密度変化については考慮しない。また、変質速度はイオン平衡式から推定され、温度がメインファクターとなっている。しかし、変質速度論に関する研究成果は多く報告されているが<sup>51)52)53)</sup>、未だに議論が続いている状態であることから、本研究では変質速度については追及せず、変質進行具合を示す指標として用いる変質パラメータを一定値で与え、 $\chi_a$  ( $0 \leq \chi_a \leq 1$ )と定義する。 $\chi_a$ が0のとき、対象領域の地盤材料は全てスメクタイトであり、 $\chi_a$ の増加に伴いイライトで構成される地盤材料が占める領域（体積）が増えることになる。

スメクタイトとイライトの主な違いは、

1. スメクタイトは層間水を有する（図-3.1）。
2. 土粒子密度が異なる<sup>54)</sup>。  
スメクタイト：2.35g/cm<sup>3</sup>  
イライト：2.75g/cm<sup>3</sup>
3. 摩擦係数が異なる<sup>55)</sup>。  
スメクタイト：摩擦係数 $\mu=0.2$ 以下  
内部摩擦角 $\phi'=3.8\sim 5.6^\circ$   
イライト：摩擦係数 $\mu=0.3\sim 0.6$ 程度、  
内部摩擦角 $\phi'=14.5\sim 26.0^\circ$
4. 体積圧縮特性が異なる<sup>56)57)</sup>
5. ダイレイタンスー特性が異なる<sup>58)</sup>。

である。スメクタイトがイライトに変質するためには、カリウムイオンの供給が必要である<sup>59)</sup>。この反応はスメクタイトに含まれる層間水が間隙に放出される脱水反応でもあり、デコルマ帯で大きな間隙水圧が観測される原因として、このとき放出された層間水が地層中に間隙水として流出することが可能性として指摘されている<sup>60)</sup>。デコルマ帯における固着とスロースリップを引き起こす支配的な要因は明らかになっていない。しかし、前述したように、スメクタイトのイライト化は固着及びスロースリップの両現象の要因の可能性が指摘されている。本稿では、スメクタイトのイライト化に伴う力学特性変化を考慮した力学応答モデル

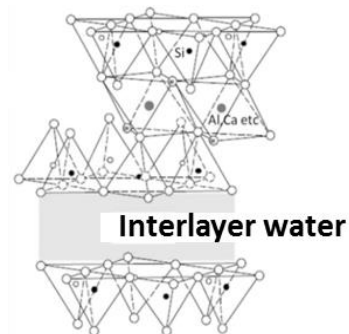


図-3.1 スメクタイトの結晶構造



及び、スメクタイトの層間水の脱水に起因する応力変化を考慮した力学応答モデルをそれぞれ提案する。各モデルを用いた数値計算を行い、得られた力学挙動から、固着とスロースリップ発生メカニズムについて検討する。

#### 4. スメクタイトのイライト化により生じる力学特性変化を考慮した力学応答モデル

##### 4.1 スメクタイトのイライト化により生じる力学特性変化

本章では、変質による力学特性変化(①摩擦特性変化, ②体積圧縮特性変化, ③ダイレイタンシー特性変化)についてモデル化を行う。

###### 4.1.1 摩擦特性の変化

Morrow *et al.*<sup>55)</sup>によるモンモリロナイト-イライト混合土の非排水せん断試験結果を図-4.1に示す。Morrow *et al.*はこの試験結果から、イライト含有率が増えるほど摩擦係数が大きくなり、せん断強度が大きくなると結論付けている。Morrow *et al.*の用いた、モンモリロナイトはスメクタイト族に代表される粘土鉱物であり、呼称の違いのみで、両者は同じ土質特性を持つ粘土鉱物である。摩擦係数の増加は、せん断抵抗の増加と密接に関連することから、本研究では、摩擦特性の変化を強度定数の変化で表現する。変質による強度定数の変化率を $\alpha_s$  ( $0 \leq \alpha_s \leq 1$ )と定義し、以下のように強度定数の変化をモデル化する。

$$M(\alpha_s) = (1 - \alpha_s)M_{Sme} + \alpha_s M_{Ill} \quad (1)$$

ここで、 $M_{Sme}$  : スメクタイトの強度定数、 $M_{Ill}$  : イライトの強度定数とする。また、 $\alpha_s = f_s(\chi_a)$ で表される関数であるが、本稿では簡単のため、 $\alpha_s = \chi_a$ であると仮定する。

###### 4.1.2 体積圧縮特性の変化

Kobayashi *et al.*<sup>56)</sup>やTakayama *et al.*<sup>57)</sup>は、図-4.2に示す、

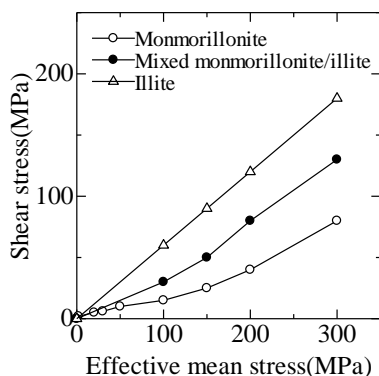


図-4.1 イライト含有率を変えたモンモリロナイトの非排水せん断試験結果<sup>55)</sup>

飽和したモンモリロナイトを用いた一次元圧密試験結果から、飽和したモンモリロナイトは弾性体のような性質を有することを示した。また、イライトは弾塑性体の性質を有することが分かっている<sup>61)</sup>。図-4.3にスメクタイトとイライトの体積圧縮特性の模式図を示す。図-4.3より、スメクタイトは、圧縮時と、除荷・再載荷時の体積圧縮特性が同じことから、圧縮指数 $\lambda$ と、膨潤指数 $\kappa$ が同じ値になると考えられる。イライトは、圧縮時と、除荷・再載荷時で体積圧縮特性が異なることから、 $\lambda > \kappa$ であることが分かる。本研究で対象としているデコルマ帯の存在領域は、コスタリカ、バルバドスや南海トラフのデコルマ帯の層準や間隙水圧の推定値から<sup>30)62)63)</sup>、海底深度400m~800mであること

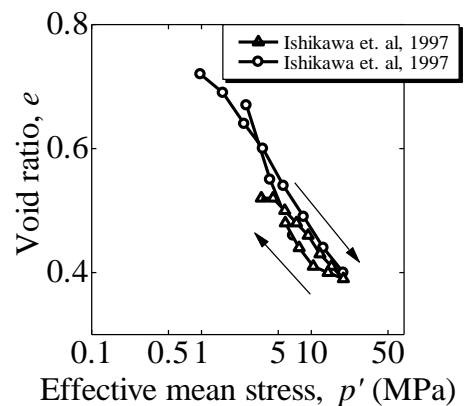
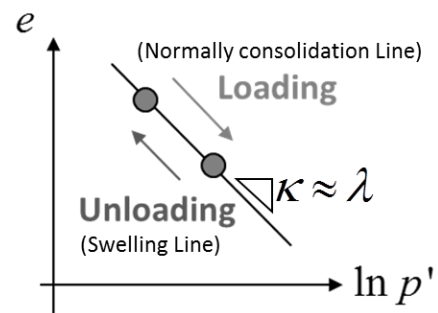
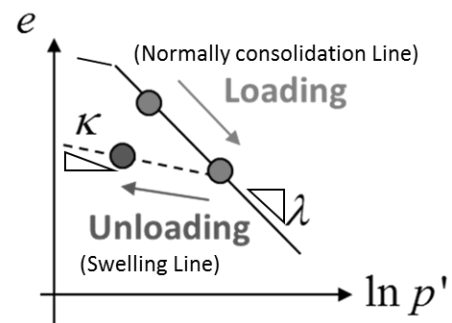


図-4.2 飽和したモンモリロナイトを用いた一次元圧密試験結果<sup>56)</sup>



(a) スメクタイト



(b) イライト

図-4.3 体積圧縮特性

が分かっているため、平均有効土被り圧が5.0MPa程度であると考えた。また、デコルマ帯浅部における沈み込み角度は6°未満であり<sup>51)</sup>、プレート沈み込み平均速度は、フィリピン海プレートの場合、約4cm/year、であることが分かっている。変質完了までにかかる時間を100~100000年と仮定すると、プレート沈み込み鉛直変位が0.42~418.1mと計算でき、このとき、土被り圧変化は4MPaから最大でも8MPa程度であることが推定される。Takayama, et al.<sup>56)</sup>によって示されている等モンモリロナイト含有率圧縮線より (図-4.4)、圧密圧力が1MPa~10MPaの間であれば、モンモリロナイト含有率が減少してもほとんど圧縮指数に違いが生じないことが分かる。これらのことから、本研究で着目する有効土被り圧の範囲においては、圧縮指数が一定であると考えられる。そこで、変質前後で圧縮指数は一定であると仮定した。さらに、変質前のスメクタイトの膨潤指数を圧縮指数と等しいと考えることで、弾性的な体積圧縮特性を表現できることになる。圧縮指数の変化率を $\alpha_c$  ( $0 \leq \alpha_c \leq 1$ ) とし、変質に伴う膨潤指数変化式を以下のように定義した。

$$\kappa(\alpha_c) = (1 - \alpha_c)\kappa_{Sme} + \alpha_c\kappa_{Ill} \quad (2)$$

このとき、 $\alpha_c = f_c(\chi_a)$ なる関数であるが、 $\alpha_c$ について強度定数の変化率と同様、 $\alpha_c = \chi_a$ と仮定する。

#### 4.1.3 ダイレイタンスー特性の変化

非排水せん断試験結果から、図-4.5に示すようにスメクタイトはせん断による体積変化を示さない、すなわちダイレイタンスー特性を有さないことが分かっている<sup>58)</sup>。これらのことから、スメクタイトがイライトに変質するに伴い、ダイレイタンスー特性が徐々に発現すると考えられる。ダイレイタンスー特性は粒状性材料で見られるせん断に伴う非可逆的体積変化であり、Cam-Clay理論に基づくダイレイタンスー発現の研究成果<sup>64)</sup>より、せん断応力比と体積変化の割合を表すダイレイタンスー係数 $D$ は次のように表され

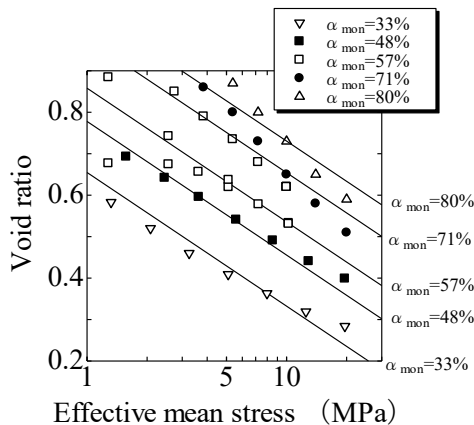


図-4.4 等モンモリロナイト含有率圧縮線<sup>60)</sup>

る。

$$D = \frac{\lambda - \kappa}{(1 - e_0)M} \quad (3)$$

ここに、 $D$  : ダイレイタンスー係数、 $e_0$  : 初期間隙比、 $\lambda$  : 圧縮指数、 $\kappa$  : 膨潤指数である。式(3)から、 $\lambda = \kappa$ とすれば $D=0$ となり、ダイレイタンスー特性が発現しなくなることになる。つまり、膨潤指数を変化させることで、自ずとダイレイタンスー特性が発現することになる。

#### 4.2 土粒子密度変化を考慮した連続条件式

スメクタイトのイライト化反応では、層間陽イオンの交換と同時にスメクタイトの層間水の脱水が生じる。層間水は土粒子骨格に電氣的に拘束される結合水である<sup>65)</sup>。飽和土は土粒子からなる固体部分(固相)と間隙水からなる液体部分(液相)から構成され、層間水は土粒子骨格に拘束される限り固相として扱われる。今までの土質力学では、図-4.6に示すように間隙比変化は有効応力変

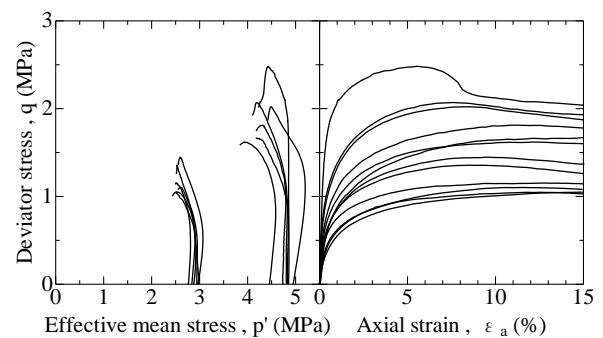
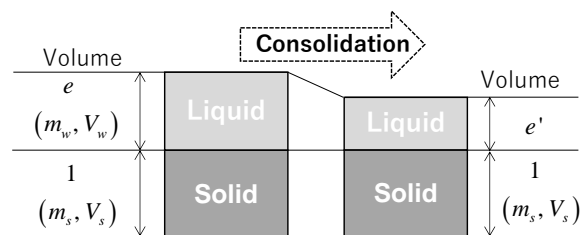
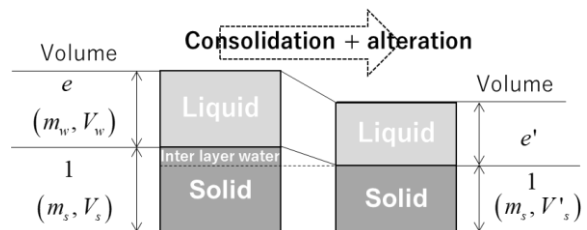


図-4.5 モンモリロナイトの非排水せん断結果<sup>61)</sup>



(a) 一般的な2相混合体モデル



(b) 変質を考慮した2相混合体モデル

図-4.6 2相混合体モデル

化によつてのみ生じるものであった。しかし、層間水の脱水が生じると、固相の一部が液相に相変化することになり、ひいては間隙比変化は変質によつても生じることになる。ここでは、変質に伴う固相-液相間の体積変化のみに着目し、系で質量が保存されるため、相間の質量のやり取りは考慮しない。また、固相として存在する層間水と脱水後の層間水の体積は等しいと仮定する。土粒子密度は  $\rho_s = m_s / V_s$  (ここで、 $V_s$  : 固相体積、 $m_s$  : 固相質量である。) と定義されるから、 $m_s$  が一定のまま  $V_s$  が変化すると、土粒子密度が変化することになる。このことから、変質により生じる間隙比変化を土粒子密度変化で表現することで、層間水の脱水に伴う固相-液相の相変化を考慮した数理モデルの構築を行う。

土粒子密度の変化率を  $\alpha_d (0 \leq \alpha_d \leq 1)$  とし、変質に伴う土粒子密度変化式を以下のように定義した。

$$\rho_s = (1 - \alpha_d) \rho_{s_{sme}} + \alpha_d \rho_{s_m} \quad (4)$$

$$\rho_s = \rho_{s_{sme}} \quad \text{when } \chi_a = 0 \quad (5)$$

$$\rho_s = \rho_{s_m} \quad \text{when } \chi_a = 1 \quad (6)$$

ここで、 $\rho_s$  は土粒子密度、 $\rho_{s_{sme}}$  はスメクタイトの土粒子密度、 $\rho_{s_m}$  は変質後の土粒子密度を表す。

また、 $\alpha_d = f_d(\chi_a)$  なる関数であるが、式(5)及び式(6)より、本稿では簡単のため  $\alpha_d = \chi_a$  とする。

次に、固相と液相についてそれぞれの質量保存則を以下のように示す。添え字  $\alpha = s, w$  で、各相の変数を区別する。本章で提案するモデルでは、層間水が占める体積変化のみ考慮し、相で質量保存則が成立することから、層間水の脱水による各相の層間水質量変化については考慮せず、今後の課題とした。そのため、層間水を含んだ見かけ上の土粒子の質量を固相の質量、脱水した層間水を含んだ見かけ上の間隙水の質量を液相の質量と見なすことで、計算上層間水質量をゼロとして取り扱うことができる。

$$\left( \int_V \bar{\rho}_\alpha dV \right) = 0 \Leftrightarrow \dot{\bar{\rho}}_\alpha + \bar{\rho}_\alpha v_{\alpha,i} = 0 \quad (\bar{\rho}_\alpha = \phi_\alpha \rho_\alpha) \quad (7)$$

ここで、 $\bar{\rho}_\alpha$  は相密度、 $\rho_\alpha$  は実密度、 $v_\alpha$  は各相の実速度、 $\phi_\alpha$  は体積占有率を表し、固相では  $(1-n)$ 、液相では  $n$  となる。

各相の質量保存式をそれぞれ整理すると、

固相の質量保存式

$$\dot{n} = \frac{(1-n)}{\rho_s} \dot{\rho}_s + (1-n) v_{s,i} \quad (8)$$

液相の質量保存式

$$\dot{n} = -n v_{w,i} \quad (9)$$

が得られる。ここで、 $n$  は間隙率である。

(8)と(9)を連立し、(4)式を代入して整理すると、

$$\frac{(1-n)}{\rho_s} (\rho_{s_m} - \rho_{s_{sme}}) \dot{\chi}_a - \dot{\varepsilon}_v + \text{div} \tilde{\mathbf{v}}_w = 0 \quad (10)$$

となり、これがスメクタイトのイライト化による土粒子密度変化を考慮した連続条件式である。

ここで、 $\tilde{\mathbf{v}}_w$  は液相の固相に対する相対速度 ( $\tilde{\mathbf{v}}_w = n(\mathbf{v}_w - \mathbf{v}_s)$ )、 $\varepsilon_v$  は土塊の体積ひずみであり、圧縮を正としている。

水の出入りがある場合、Darcy 則を仮定すると、

$$\tilde{\mathbf{v}}_w = -k_w \cdot \text{grad} h \quad (11)$$

である。 $k_w$  は飽和透水係数、 $h$  は全水頭を表す。

また、式(10)は変質を考慮しない場合、既存の連続条件式に帰着する。水の出入りを許さない場合、式(10)第3項がゼロとなり、変質によつて体積変化が生じることになる。体積変化を許さない場合は、式(10)第2項がゼロとなり、変質によつて層間水の脱水が生じることになる。

### 4.3 スメクタイトのイライト化を考慮した構成モデル

地盤は、圧密やダイレイタンシーに代表されるように、過去の変形や応力履歴に大きく依存し、そのとき生じるひずみは弾性成分と塑性成分に分けられるため、非線形な応力-ひずみ関係をもつ。このような地盤の力学挙動を表現できる代表的な力学モデルが、等方正規圧密粘土を対象とした Cam-Clay モデル<sup>66)</sup>や、修正 Cam-Clay モデル<sup>67)</sup>である。その後、Ohta and Hata<sup>68)</sup>、Sekiguchi and Ohta<sup>69)</sup>により異方正規圧密粘土への拡張がなされている。また近年、Cam-Clay モデルを拡張させることで、従来の構成モデルでは表現できない過圧密粘土・砂のせん断挙動や、繰返し載荷時のひずみの蓄積、土構造の劣化による体積圧縮や剛性低下を表現することができる下負荷面モデル<sup>70)</sup>や上負荷面モデル<sup>71)</sup>が提案されている。このように、解析対象となる様々な地盤に対して最適な弾塑性構成モデルを選定することが重要であり、中でも Cam-Clay モデルは地盤材料の基本的性質を表現できる飽和土の弾塑性解析において実績のあるモデルである。本稿では、この Cam-Clay モデルを拡張することによつてスメクタイトのイライト化を表現可能な弾塑性構成モデルを提案する。

Cam-Clay モデルでは、塑性体積ひずみ  $\varepsilon_v^p$  を硬化/軟化パラメータとし、塑性体積ひずみ  $\varepsilon_v^p$  は等方的成分による相似変形(等方圧密変形)とせん断成分による変形(ダイレイタンシー)の重ね合わせであると考えられる。大野ら<sup>72)</sup>は、Cam-Clay モデルを拡張して、様々な土のコントラクタンシー挙動を表現できる EC モデルを提案している。

EC モデルに式(1)と式(2)を適用すると、降伏関数は、

$$f = \frac{\lambda - \kappa(\chi_a)}{(1+e_0)} \ln \frac{p'}{p'_0} + \frac{\lambda - \kappa(\chi_a)}{n_E(1+e_0)} \left( \frac{\eta^*}{M(\chi_a)} \right)^{n_E} - \varepsilon_v^p = 0 \quad (12)$$

となる。ここでコントラクタンシー（負のダイレイタンシー）とは、正規圧密粘土がせん断されるとときに示す体積収縮のことであり、 $n_E$ ：せん断応力-コントラクタンシー関係の非線形性を左右するパラメータである。

Sekiguchi and Ohta<sup>69)</sup>による応力比パラメータ  $\eta^*$  は、

$$\eta^* = \sqrt{\frac{3}{2}} \|\boldsymbol{\eta} - \boldsymbol{\eta}_0\| \quad (13)$$

と書ける。ただし、

$$\boldsymbol{\eta} = \frac{\boldsymbol{\sigma}_D}{p'}, \quad \boldsymbol{\eta}_0 = \frac{\boldsymbol{\sigma}_{D0}}{p'_0} \quad (14)$$

$$\boldsymbol{\sigma}_D = \boldsymbol{\sigma}' - p' \mathbf{1}, \quad \boldsymbol{\sigma}_{D0} = \boldsymbol{\sigma}'_0 - p'_0 \mathbf{1}, \quad p' = \frac{1}{3} \boldsymbol{\sigma}'_0 \mathbf{1} \quad (15)$$

であり、 $\boldsymbol{\sigma}_D$  は偏差応力テンソル、 $\boldsymbol{\sigma}_{D0}$ ：先行圧密時の偏差応力テンソル、 $\boldsymbol{\eta}$ ：異方圧密の程度を表すテンソル、 $p'$ ：平均有効主応力、 $p'_0$ ：先行圧密時の平均有効主応力、 $\mathbf{1}$ ：2 階の単位テンソルである。

変質を考慮した等方弾性応答の体積変化式を導出すると、

$$\dot{\varepsilon}_v^e = \frac{\kappa(\chi_a)}{p'(1+e_0)} \dot{p}' - \frac{1}{1+e_0} \left\{ (\kappa_{Sme} - \kappa_{Itt}) \ln \frac{p'}{p'_0} + \kappa(\chi_a) \right\} \dot{\chi}_a \quad (16)$$

となり、体積変化が、有効応力変化と変質により生じる式として表される。これは、変質を考慮しない場合、既存の線形弾性体に帰着する。また、式(16)を有効応力で整理すると、

$$\dot{p}' = \frac{p'(1+e_0)}{\kappa(\chi_a)} \dot{\varepsilon}_v^e + \frac{p'}{\kappa(\chi_a)} \left\{ (\kappa_{Sme} - \kappa_{Itt}) \ln \frac{p'}{p'_0} + \kappa(\chi_a) \right\} \dot{\chi}_a \quad (17)$$

と表すことができる。

式(16)を考慮した非線形弾性構成モデルは、

$$\dot{\boldsymbol{\sigma}}' = \mathbf{C}^e : \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}^e + K^{\chi_a} \mathbf{1} \dot{\chi}_a \quad (18)$$

と記述できる。ただし、

$$\mathbf{C}^e = K \mathbf{1} \otimes \mathbf{1} + 2G \mathbf{A}$$

$$K = \frac{1+e_c}{\kappa(\chi_a)} p'$$

$$G = \frac{3(1-2\nu')}{2(1+\nu')} K$$

$$\mathbf{A} = \mathbf{I} - \frac{1}{3} \mathbf{1} \otimes \mathbf{1}$$

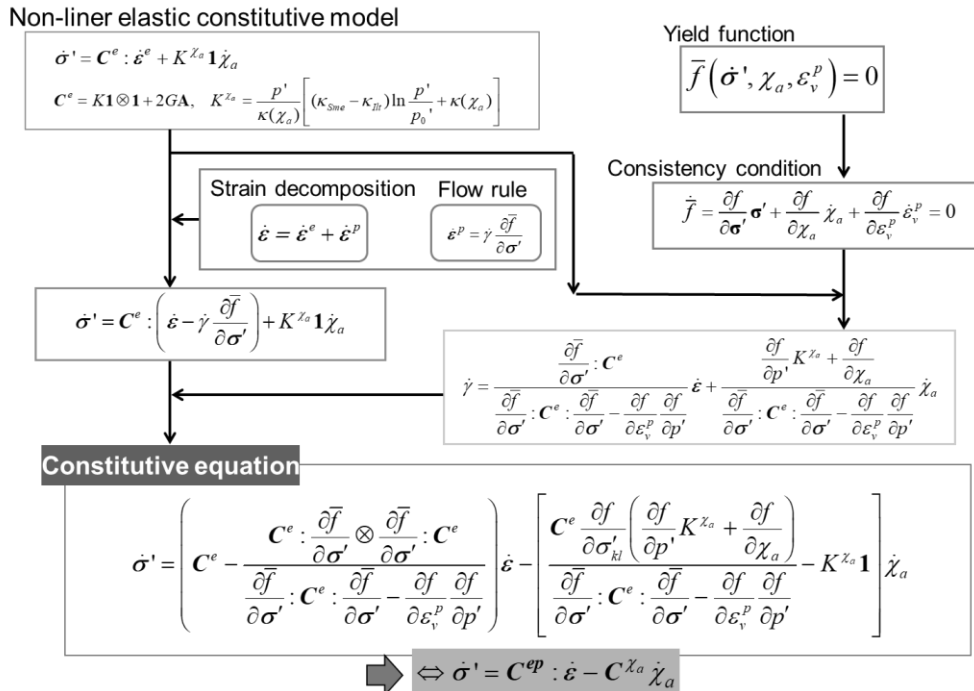


図-4.7 変質を考慮した応力-ひずみ関係導出フローチャート

$$K^{\chi_a} = \frac{P'}{\kappa(\chi_a)} \left\{ (\kappa_{Sme} - \kappa_{Ill}) \ln \frac{P'}{P'_0} + \kappa(\chi_a) \right\}$$

であり、 $K$  : 体積弾性係数、 $K^{\chi_a}$  : 変質時の体積弾性係数、 $G$  : せん断弾性係数、 $\nu'$  : ポアソン比、 $\mathbf{I}$  : 4 階の単位テンソルである。

式 (17) に関連流れ則を適用することで導出される、変質を考慮した応力-ひずみ関係は次のようになる。

$$\dot{\sigma}' = C^{ep} : \dot{\varepsilon} - C^{\chi_a} \dot{\chi}_a \quad (19)$$

ここに、

$$C^{ep} = C^e - \frac{C^e : \frac{\partial \bar{f}}{\partial \sigma'} \otimes \frac{\partial \bar{f}}{\partial \sigma'} : C^e}{\frac{\partial \bar{f}}{\partial \sigma'} : C^e : \frac{\partial \bar{f}}{\partial \sigma'} - \frac{\partial \bar{f}}{\partial \varepsilon_v^p} \frac{\partial \bar{f}}{\partial p'}} \quad (20)$$

$$C^{\chi_a} = \frac{C^e \frac{\partial f}{\partial \sigma'_{kl}} \left( \frac{\partial f}{\partial p'} K^{\chi_a} + \frac{\partial f}{\partial \chi_a} \right)}{\frac{\partial \bar{f}}{\partial \sigma'} : C^e : \frac{\partial \bar{f}}{\partial \sigma'} - \frac{\partial \bar{f}}{\partial \varepsilon_v^p} \frac{\partial \bar{f}}{\partial p'}} - K^{\chi_a} \mathbf{1} \quad (21)$$

である。応力-ひずみ関係導出のフローチャートを図-4.7 に示す。図中の  $\bar{f}$  は、一般応力条件に拡張した降伏関数である。

以上のように導出した応力-ひずみ関係を土/水連成境界値問題に組み込むことで、スメクタイトのイライト化に伴う力学特性の変化を表現する。固相-液相の相変化及び力学特性変化を考慮した土/水連成問題において用いる支配方程式については付録を参照されたい。

#### 4.4 変質を伴う非排水せん断シミュレーション

本節では、スメクタイトからイライトに変質しながら、プレート沈み込みによるせん断力を受ける粘土鉱物の力学挙動について検討する。本論文で提案したモデルでは、変質に伴い体積膨張が生じる。しかし、デコルマ帯は拘束圧が大きく、膨張できないことが想定される。また、スメクタイトの透水性が悪い<sup>63)</sup>ことも考慮し、体積一定条件でシミュレーションを行った。材料パラメータを表-4.1 に、変位境界を図-4.8 に示す。プレート沈み込み速度 4cm/year を想定した強制変位を、要素下端面に、図-4.8 中の矢印で示す方向に与えた。変質率増分は、100 年で変質が完了する変質率増分を与えた(図-4.9)。ところで、100 年かけてプレートが沈み込んだ場合、沈み込み角度を 6° とすると、鉛直方向の深度変化は 0.4m 程度であり、このときの土被り圧増分は 10kPa 未満であると考えられる。そのため、本解析では、沈み込みに伴う鉛直応力の増加は考慮していない。

解析により得られた過剰間隙水圧の時間変化を図-4.10 に示す。図中の点線は変質終了時である。図-4.10 より、変質が終了する 100 年までの間に、過剰間隙水圧が 50MPa 発生することが分かる。Suzuki *et al.*<sup>73)</sup> は、DONET を用いて長年にわたり南海トラフ周辺の間隙水圧変化を計測し、過剰間隙水圧の発生と海底地殻変動が密接に関係していることを示した。これらのことから、本解析結果から得られた間隙水圧変化は、観測データに一致する傾向を示したといえる。次に、有効応力経路及び応力-変位関係をそれぞれ図-4.11、図-4.12 に示す。図-4.10 と同様に、図中の点線は変質終了時である。図-4.11 から、変質しながらせん断される間、スメクタイトの層間水の脱水に伴う固相体積変化の影響及びダイレイタンシー特性の発現により、有効応力が複雑に変化した。また、変質が進行し、イライト含有率が多くなると、有効応力が低下した。図-4.12 に示す応力-変位関係には、変質を考慮しない純粋なスメクタイトを用いたシミュレーション結果を比較のため載せている。図-4.12 から、スメクタイトが変質することで、せん断に対する抵抗力が増加する結果を得た。また、せん断力に対して蓄積されるエネルギーは、グラフで囲まれた領域を積分することで得られる。変質を考慮した場合、純粋なスメクタイトのときに蓄積されるエネルギーよりも遥かに大きなエ

表-4.1 材料パラメータ

Compression index $\lambda$	0.14	
ポアソン比 $\nu$	0.33	
EC model parameters $n_E$	1.5	
Coefficient of permeability $k_w$ (m/year)	0.365	
Initial alteration ratio $\chi_a$	0.0	
Alteration ratio $\dot{\chi}_a$	0.01 (year <sup>-1</sup> )	
	Smectite	Illite
Swelling index $\kappa$	0.14	0.05
Grain density $\rho_s$	2.35	2.75
強度定数 $M$	0.5	1.4

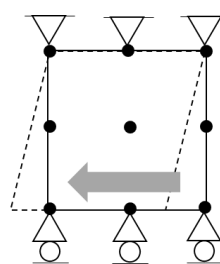


図-4.8 変位境界

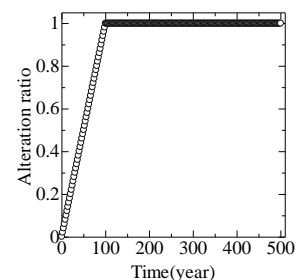


図-4.9 想定した変質率増分

エネルギー蓄積量となることが分かる。蓄積エネルギーの大きさは固着の程度であると考えられるため、得られた力学挙動から、スメクタイトのイライト化による力学特性変化を考慮することで、プレート間の固着を再現することができたといえる。しかし、応力-変位関係を見ると、ピーク強度を示した後軟化しており、一般的な過圧密粘土の力学挙動となることが分かった。これは、変質中に若干有効応力が低下することで試料が過圧密化

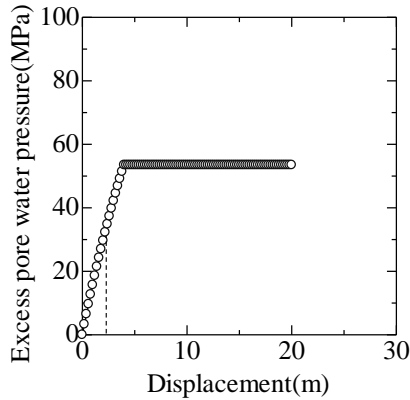


図-4.10 過剰間隙水圧の時間変化

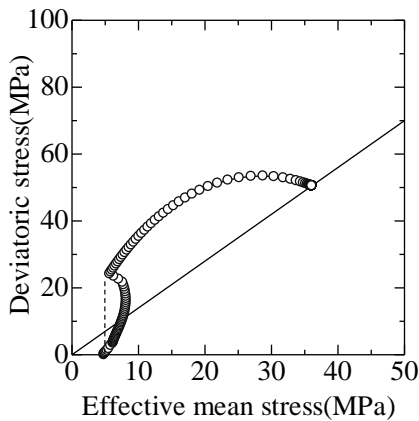


図-4.11 有効応力経路

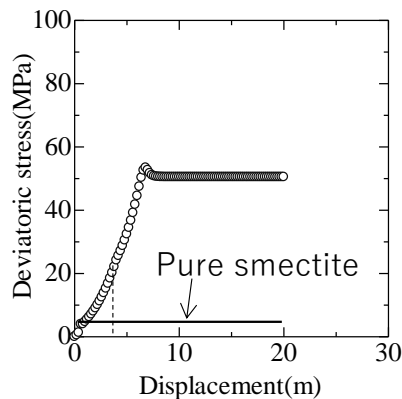


図-4.12 応力-変位関係

することに起因する。

#### 4.5 まとめ

スメクタイトのイライト化に伴う力学特性変化をモデル化することで、変質に伴いせん断に対する抵抗力の増加を表現することができた。せん断抵抗を発揮する際にひずみの蓄積が生じることから、変質による抵抗力の増加はプレート間の固着に繋がるといえる。また、応力-変位関係で若干軟化する力学挙動が得られたことについて、軟化が生じることでプレート間の固着の程度が弱くなると考えると、軟化時にスロースリップが生じる可能性があるといえる。しかし、本章で得られた解析結果では、僅かに軟化した後、大きな残留強度で一定となったことから、スロースリップを表す力学挙動を得ることはできなかった。

### 5. 層間水の脱水に起因する力学応答モデル

#### 5.1 層間水密度について

スメクタイトは層間水を有し、この層間水が脱水してカリウムイオンに置換されることでイライト化することが分かっている<sup>59)</sup>。4章で提案したモデル<sup>74)</sup>では、固相として存在する層間水と脱水後の層間水の体積は等しいと仮定していた。しかし、図-5.1に示す実験結果から、層間水密度は自由水密度よりも大きくなることが分かっていることから<sup>75)</sup>、実際には層間水の脱水に伴い水が膨張する可能性があるといえる。層間水は、図-5.2に示すように、水分子同士が結合して1~3層の水分子層として層間に存在し<sup>76)</sup>、水分子層数が少ないほど粒子骨格との結合エネルギーが大きく、間隙水よりも高密度状態で存在することになる。そのため、層間水の脱水により生じる土骨格の体積変化と間隙の体積変化は一对一ではなく、土骨格の体積変化よりも間隙の体積変化が大きくなる。

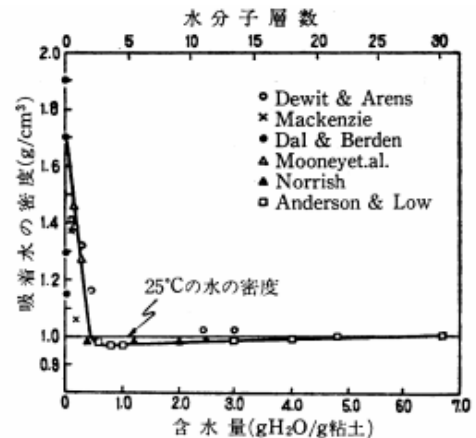


図-5.1 吸着水の密度と水分子層数の関係<sup>75)</sup>

## 5.2 層間水の脱水

デコルマ帯においてゆっくり地震が生じる原因として、デコルマ帯内部及びプレート境界部の間隙水の役割が重要視されていることを2章で述べた。間隙水の供給源として幾つかの考え方が示されているところであるが、ここでは、デコルマ帯に豊富に含まれるスメクタイトの結晶層間に存在する層間水に注目し、スメクタイトがイライトへ変質する過程での層間水の脱水に起因する力学応答を記述するモデルを構築する。

構築するモデルは連続体モデルであり、ある領域の要素応答を記述するものである。したがって、微視的に生じる粘土鉱物の変質は、注目する要素内において均一に生じると仮定する処からモデル化がスタートする。この要素は、土粒子からなる固体部分と間隙水からなる液体部分から構成され、土粒子間の空隙が間隙水で満たされた飽和状態にあることを想定する。土粒子は一般に複数の鉱物から構成されるが、簡単のため、変質前にはスメクタイト単体から成るものと仮定する。このスメク

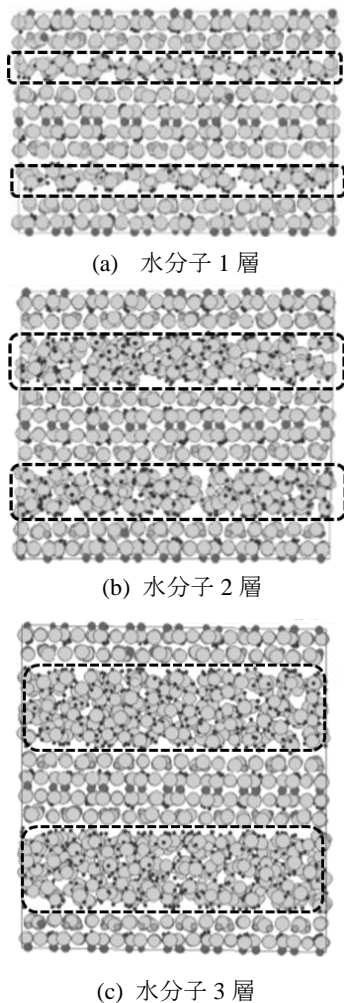


図-5.2 層間水の水分層<sup>76)</sup>

イトは、鉱物結晶の層間に層間水を含む。したがって、土粒子からなる固体部分は、鉱物結晶が占める部分と層間水が占める部分から成る。層間水の脱水が生じれば、固体部分の体積は自ずと減少し、同時に、土粒子の密度も変化することになる。

以上を考慮に入れ、本章で対象とする連続体モデルの構成要素の相図を図-5.3に示す。土粒子からなる固体部分の体積を $V_s$ 、間隙水からなる液体部分の体積を $V_f$ とすると、間隙比 $e$ は次式で定義される。

$$e = \frac{V_f}{V_s} \quad (22)$$

また、全体の体積 $V$ に占める空隙体積 $V_f$ の割合として、間隙率 $n$ は次式で与えられる。

$$n = \frac{V_f}{V} = \frac{e}{1+e} \quad (23)$$

固体部分の体積 $V_s$ は、鉱物結晶が占める体積 $V_{s,s}$ と層間水が占める体積 $V_{s,f}$ に分けられる。このとき、層間水の体積割合を示す指標として次の層間水比 $\beta$ を定義する。

$$\beta = \frac{V_{s,f}}{V_{s,s}} \quad (24)$$

層間水比 $\beta$ は、脱水に伴って単調に減少する変数である。

間隙水からなる液体部分の質量を $m_f$ とすると、その密度 $\rho_f$ は次式で与えられる。

$$\rho_f = \frac{m_f}{V_f} \quad (25)$$

固体部分に占める鉱物結晶の質量を $m_{s,s}$ 、層間水の質量を $m_{s,f}$ とすれば、それらの密度は各々次式で与えられる。

$$\rho_{s,s} = \frac{m_{s,s}}{V_{s,s}}, \quad \rho_{s,f} = \frac{m_{s,f}}{V_{s,f}} \quad (26), (27)$$

鉱物結晶と層間水からなる固体部の質量を $m_s$ とすれば、その密度、すなわち、土粒子密度 $\rho_s$ は次式で表される。

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} = \frac{m_{s,s} + m_{s,f}}{V_{s,s} + V_{s,f}} = \frac{\rho_{s,s} + \rho_{s,f}\beta}{1 + \beta} \quad (28)$$

上式から明らかなように、土粒子密度は層間水比 $\beta$ の関数であり、脱水に伴って変化する。

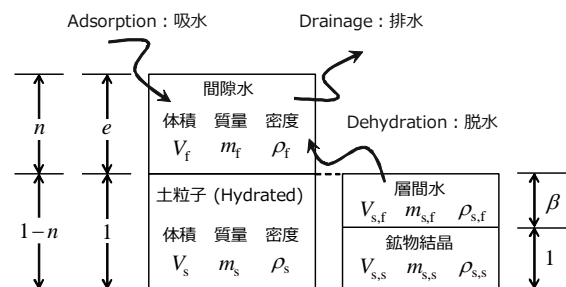


図-5.3 相図と層間水比 $\beta$ の定義

層間水比  $\beta$  は、結晶層間の層厚と関連付けられる。この層厚は、層間に含まれる水分子の数に依存することが知られている。X線回折によって計測される鉱物結晶同士の距離は、層間に含まれる水分子が3個の状態 (Tri-hydrated state) で約 19Å, 2個の状態 (Bi-hydrated state) で約 16Å, 1個の状態 (Mono-hydrated state) で約 13Å である<sup>7)</sup>。層間に水分子がなくなり、陽イオンのみが存在する脱水状態 (Dehydrated state) になると、結晶同士の距離は約 10Å にまで近づく。脱水状態にあつて、陽イオンがカリウムで占められる形態がイライトである。脱水状態にあるときも、厳密には層間距離はゼロではないが、層間水比  $\beta$  の同定にあつて、これをゼロと見做し、鉱物結晶の厚みが 10Å であるとする。スメクタイトとして存在する水和状態にあつても、鉱物結晶の厚みが変わらないものとするれば、層間に含まれる水分子の個数に対応して、層間水比  $\beta$  を決定することができる。すなわち、図-5.4(a)に示すように、スメクタイトであっても、層間水が水分子3個状態では  $\beta=9/10=0.9$ , 水分子2個状態では  $\beta=6/10=0.6$ , 水分子1個状態では  $\beta=3/10=0.3$  であり、脱水状態にあるイライトは  $\beta=0/10=0$  となる。実際には、材料として均質と見做される粘土であっても、イライト/スメクタイト混合層鉱物と呼ばれる粘土の様に、多様な層間距離を持つ土粒子から構成され、含有する鉱物結晶の層間距離は唯一には定まらない。ここでは、要素内の体積比として定義される層間水比  $\beta$  と要素に含まれる代表的な粘土鉱物の結晶層間の距離を関連付けて、層間水比  $\beta$  の値を同定したが、異なる層間距離を持つ種々の土粒子の集合体として要素が成立していることを陽に取り扱った上で層間水比  $\beta$  を評価できれば、より厳密である。

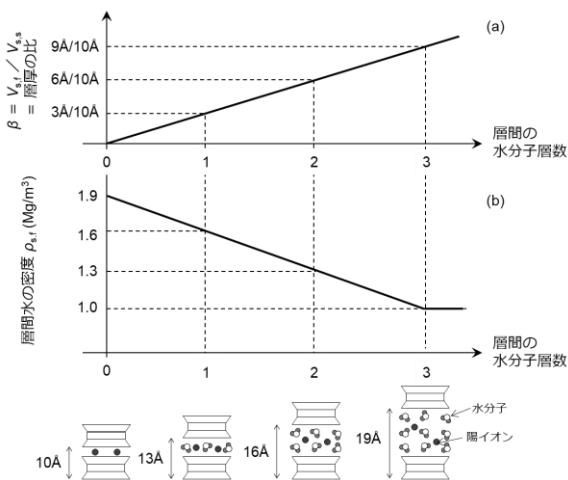


図-5.4 層間水分子数に対する層間水比  $\beta$  と層間水密度  $\rho_{s,f}$

土粒子密度  $\rho_s$  は、式(28)に示すように層間水比  $\beta$  の関数として与えられ、算出のためには、鉱物結晶の密度  $\rho_{s,s}$  と層間水の密度  $\rho_{s,f}$  が必要となる。本章では、鉱物結晶の密度  $\rho_{s,s}$  は、層間水が脱水したイライトの土粒子密度と等価であるとする。鉱物学データベース<sup>78)</sup>によると、イライトの土粒子密度は 2.75~2.80 Mg/m<sup>3</sup> であることから、 $\rho_{s,s}=2.80$  Mg/m<sup>3</sup> とする。一方、層間水の密度  $\rho_{s,f}$  は、層間に含まれる水分子の数によって変化することが知られている。井上・奥田<sup>75)</sup>の整理によれば、モンモリロナイトの表面の吸着水の密度は、鉱物結晶の表面からの距離によって異なり、表面から2~3分子層までの水の密度は自由水の密度 ( $\approx 1.00$  Mg/m<sup>3</sup>) を大きく上回る。結晶表面に存在する吸着水と結晶間に存在する層間水は、厳密には存在形態が異なるが、ここでは、井上・奥田が整理した図-5.1を参考にして、層間水の密度  $\rho_{s,f}$  と層間の水分子数を図-5.4(b)のように関連付けた。図-5.5に層間水比  $\beta$  と層間水の密度  $\rho_{s,f}$  ならびに土粒子密度  $\rho_s$  の関係を示す。鉱物学データベース<sup>78)</sup>によれば、スメクタイト族のモンモリロナイトの土粒子密度は 2.00~3.00 Mg/m<sup>3</sup> であり幅広であるが、層間の水分子数と層間の厚さを参考に決定した層間水比  $\beta$  の範囲 ( $\beta=0.0\sim 0.9$ ) において、式(28)から算出される土粒子密度  $\rho_s$  は妥当な範囲に収まることが図-5.5から分かる。

層間水の脱水により固体部分の体積  $V_s$  が変化し得るとき、要素の体積ひずみは次のように記述できる。

$$\varepsilon_v = 1 - \frac{V}{V_i} = 1 - \frac{1+e}{1+e_i} \frac{V_s}{V_{s,i}} = 1 - \frac{1+e}{1+e_i} \frac{1+\beta}{1+\beta_i} \quad (29)$$

ただし、下添え字の  $i$  は各変数の初期値であることを表す。

### 5.3 層間水の脱水を考慮した連続条件式

層間水の脱水に起因する土粒子密度の変化を考慮した連続条件式を導く。連続条件式は、連続体としてモデル化された固相と液相から成る混合体の質量保存則から演繹的に導かれる。固相と液相はそれぞれ、土粒子からなる固体部分と間隙水からなる液体部分の質量が混合体の要素体積に満遍なく分布するとした連続体であり、相密

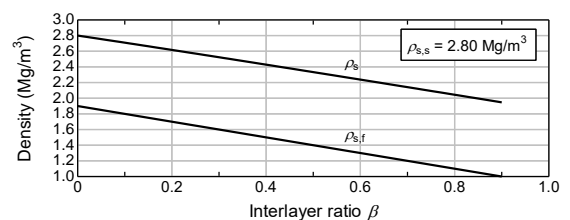


図-5.5 層間水密度  $\rho_{s,f}$  および土粒子密度  $\rho_s$



度はそれぞれ次のように定義される。

$$\bar{\rho}_s = (1-n)\rho_s, \quad \bar{\rho}_f = n\rho_f \quad (30), (31)$$

微小体積の混合体を占める固相と液相の質量はそれぞれ次のように記述される。

$$m_s = \int \bar{\rho}_s dv = \int (1-n)\rho_s dv \quad (32)$$

$$m_f = \int \bar{\rho}_f dv = \int n\rho_f dv \quad (33)$$

混合体としての質量保存則は、これら質量の物質微分の和がゼロであることと等価であり、次のように表される。

$$\frac{D_s m_s}{Dt} + \frac{D_f m_f}{Dt} = 0 \quad (34)$$

ただし、 $D_s(\cdot)/Dt$ 、 $D_f(\cdot)/Dt$  はそれぞれ固相の運動  $\mathbf{v}_s$ 、液相の運動  $\mathbf{v}_f$  に乗った物質微分演算子であり、空間微分  $\partial(\cdot)/\partial t$  と次の関係にある。

$$\frac{D_\alpha(\cdot)}{Dt} = \frac{\partial(\cdot)}{\partial t} + \mathbf{v}_\alpha \cdot \text{grad}(\cdot); \quad (\alpha = s, f) \quad (35)$$

式(34)は、固相と液相の間に質量交換があったとしても、混合体全体として成立する。Reynolds の輸送定理を用いることにより式(34)の局所表示は

$$\dot{\bar{\rho}}_s + \bar{\rho}_s \text{div} \mathbf{v}_s + \dot{\bar{\rho}}_f + \bar{\rho}_f \text{div} \mathbf{v}_f = 0 \quad (36)$$

となる。ただし、物質微分をドット (dot) により表示した。式(36)に式(30)、式(31)を代入し展開すると、

$$-\dot{n}(\rho_s - \rho_f) + (1-n)\dot{\rho}_s + n\dot{\rho}_f + (1-n)\rho_s \text{div} \mathbf{v}_s + n\rho_f \text{div} \mathbf{v}_f = 0 \quad (37)$$

となる。Darcy 速度  $\tilde{\mathbf{v}}_f$  を用いて式(37)を書き換えると、

$$-\dot{n}(\rho_s - \rho_f) + (1-n)\dot{\rho}_s + n\dot{\rho}_f + [(1-n)\rho_s + n\rho_f] \text{div} \mathbf{v}_s + \rho_f \text{div} \tilde{\mathbf{v}}_f = 0 \quad (38)$$

となる。ただし、Darcy 速度は次の通りである。

$$\tilde{\mathbf{v}}_f = n(\mathbf{v}_f - \mathbf{v}_s) \quad (39)$$

ところで、固相速度の発散である  $\text{div} \mathbf{v}_s$  は

$$\text{div} \mathbf{v}_s = \frac{j}{J} \quad (40)$$

である。 $J$  は体積変化率であり、初期体積に対する現在の体積の比で表される。すなわち、 $J = V/V_i$  であり、式(29)と同様の展開を経れば、式(40)は次式に至る。

$$\text{div} \mathbf{v}_s = \frac{\dot{\beta}}{1+\beta} + \frac{\dot{e}}{1+e} \quad (41)$$

また、間隙率の物質微分は  $\dot{n} = \dot{e}/(1+e)^2$  であり、ここに式(41)を用いると間隙率の物質微分は次のようになる。

$$\dot{n} = (1-n) \text{div} \mathbf{v}_s - (1-n) \frac{\dot{\beta}}{1+\beta} \quad (42)$$

最終的に式(42)を式(38)に代入し整理すると、

$$(1-n) \frac{\dot{\rho}_s}{\rho_f} + n \frac{\dot{\rho}_f}{\rho_f} + (1-n) \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \frac{\dot{\beta}}{1+\beta} + \text{div} \mathbf{v}_s + \text{div} \tilde{\mathbf{v}}_f = 0 \quad (43)$$

のように連続条件を得ることができる。

さらに、本章で考える土粒子密度の変化は、式(28)に従う層間水の脱水によるものであるから

$$\dot{\rho}_s = \frac{-\rho_{ss} + \rho_{sf}}{(1+\beta)^2} \dot{\beta} \quad (44)$$

となる。ここで、層間水が脱水することで、層間に結合する水分子量が減少するため層間水密度も低下すると考えられるが、本研究では層間水密度変化については今後の課題としている。式(44)を式(43)に代入して整理すると

$$\frac{1}{(1+e)(1+\beta)} \frac{\rho_{sf} - \rho_f}{\rho_f} \dot{\beta} + n \frac{\dot{\rho}_f}{\rho_f} + \text{div} \mathbf{v}_s + \text{div} \tilde{\mathbf{v}}_f = 0 \quad (45)$$

本章では、式(45)のように、層間水比  $\beta$  に関する項を持つ連続条件式を用いたシミュレーションを行う。また、シミュレーションに際しては、液相の密度  $\rho_f$  は変化しないものとして、式(45)を用いる。

## 5.4 層間水の脱水に伴う要素応答シミュレーション

### 5.4.1 非排水条件下での体積変化

層間水の脱水を考慮した連続条件式の応答を確認するために、要素応答のシミュレーションを行う。式(45)に非排水条件 ( $\text{div} \tilde{\mathbf{v}}_f = 0$ ) を課せば、連続条件式は層間水比と体積ひずみの速度関係を与える式となる。このシミュレーションでは、非排水条件を課した式(45)を前進 Euler 近似し、層間水比  $\beta$  の負の増分を与え体積ひずみ増分を得ており、逐次、土粒子密度や間隙比などの物理量を更新している。初期条件は、層間に含まれる水分子の個数を決定し、[図-5.4](#) を参考にしながら、層間水比の初期値  $\beta_i$  と層間水の初期密度  $\rho_{s,fi}$  を定めた。初期間隙比は  $e_i = 0.5$  とした。また、鉱物結晶の密度は、イライトの土粒子密度と等価な値として、 $\rho_{s,s} = 2.80 \text{ Mg/m}^3$  とし、脱水した水は初期から間隙に存在する間隙水の密度と同じく  $\rho_f = 1.00 \text{ Mg/m}^3$  とした。シミュレーションは、スメクタイトがイライトに変質することを想定し、層間水比  $\beta$  がゼロになるまで計算を行った。シミュレーションを実施したケースごとの初期値を[表-5.1](#)にまとめる。

[図-5.6](#) にシミュレーションの結果を示す。各ケースにおける変質の度合いを 0~1 で示す指標  $\chi$  を次次のよう

に定義し、指標  $\chi$  に対して各諸量の変化を図示している。

$$\chi = 1 - \frac{\beta}{\beta_i} \quad (46)$$

表-5.1 非排水条件下での体積変化シミュレーションの初期値

No.	層間水比の初期値 $\beta_i$	層間水の初期密度 $\rho_{s,fi}$
1	0.3	1.60 Mg/m <sup>3</sup>
2	0.6	1.30 Mg/m <sup>3</sup>
3	0.9	1.00 Mg/m <sup>3</sup>

層間水比  $\beta$  は変質度合い  $\chi$  に対して一定勾配で減少し、最終的にはゼロに至る。土粒子密度は、層間水の脱水に伴って増加し、 $\beta=0$  において、イライト密度に達する。層間水密度が間隙水の密度よりも高ければ ( $\rho_{s,fi} > \rho_f = 1.00 \text{ Mg/m}^3$ )、その層間水は脱水によって低密度化・膨張し、間隙水へと変化する。その結果、固体部分の体積  $V_s$  は層間水が占める体積  $V_{s,f}$  の減少量と同じだけ減ることになるが、液体部分が占める体積  $V_f$  は、その減少量が膨張した分、余計に大きくなる。ひいては、全体の体積  $V$  も増加し、非排水条件下での体積膨張が生じることになる。層間水密度が間隙水の密度と同じであれば ( $\rho_{s,fi} > \rho_f = 1.00 \text{ Mg/m}^3$ )、変質に伴って、層間水は間隙水へと移行するものの、密度変化が無いため、トータルの体積は不変となる。

ここでは非排水条件下での応答として、層間水の脱水に伴う諸量の変化を示したが、等体積条件下で変質が生じるとすれば、図-5.6 において発生する体積増加分  $\Delta V = V - V_i$  だけ、要素から排水が生じるはずであり、デコルマ帯での水の供給源としての振舞いと整合的である。

#### 5.4.2 非排水条件下での間隙水圧応答

前節で対象とした非排水条件下で層間水の脱水過程において発生する間隙水圧を解析的に確認する要素応答シミュレーションを行う。この問題は、連続条件式だけでなく、材料の構成関係と有効応力の原理を連立して解かなければならない。ここでは、式(45)の連続条件式を土／水連成有限要素解析コード DACSAR-I<sup>79)</sup> に実装し、問題に即した初期条件・境界条件を課すことによって解析解を得る。

非排水条件下で層間水が脱水するとき、全体の体積  $V$  が増加し要素として膨張する結果を前節で得たが、この過程での要素内の間隙水圧の変動を定量的に測定した実験を著者らは知らないが、脱水による内発的な間隙水の供給、膨張が生じるような状況を考えると、少なくとも間

隙水圧は高まるはずである。これが表現できれば、デコルマ帯において発生する大きな間隙水圧を説明できる足掛かりにもなる。仮に、全応力が作用しない拘束圧ゼロの応力条件でも、非排水条件下での層間水の脱水に伴って間隙水圧が増加するとすれば、有効応力の原理から推察すると、平均有効応力は低下しなければならない。

この程度の応力変化を表現する構成モデルは弾性構成モデルで十分であるが、次節で実施するせん断シミュレーションを念頭に、弾塑性構成モデルである Cam-clay モデルを用いてシミュレーションを実施した。4 章で提案した変質を考慮した Cam-clay モデルとは異なり、膨潤指数は変質に依らず一定である。変質開始時を初期とし、その時の初期応力状態を等方応力 (平均全応力:  $p_i = 100 \text{ kPa}$ , 平均有効応力:  $p'_i = 100 \text{ kPa}$ , 間隙水圧:  $p_{w,i} = 0 \text{ kPa}$ ) とした。前節と同様、表-5.1 に示される層

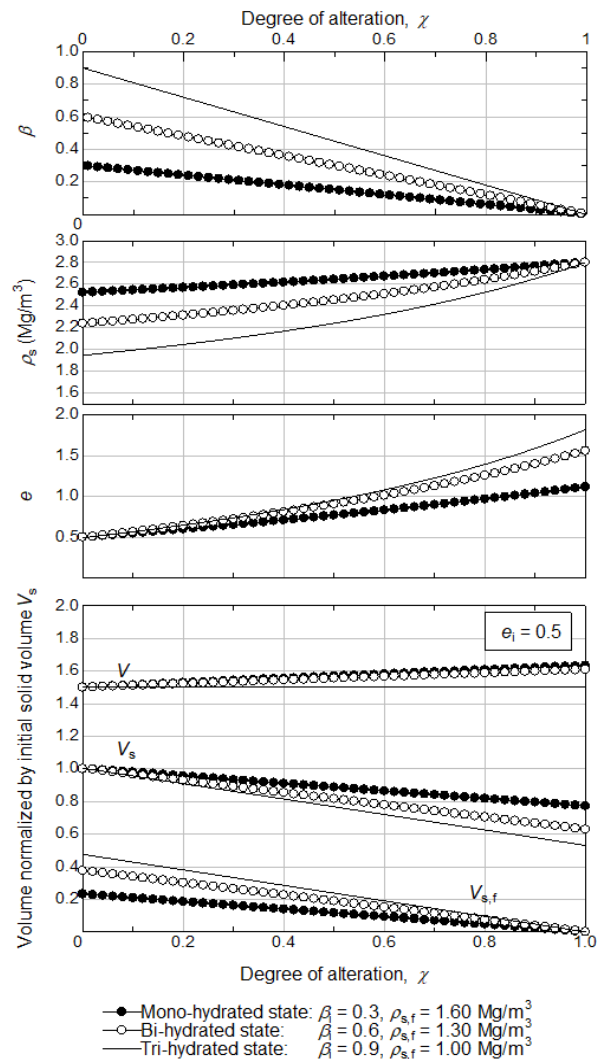


図-5.6 非排水条件下での体積変化シミュレーション結果

間水比の初期値  $\beta_1$  と層間水の初期密度  $\rho_{s,fi}$  を与え、非排水条件で要素の層間水比  $\beta$  をゼロになるまで刻々と減じる。等方的な変形が生じる境界条件を課すため、このシミュレーションにおいても、**図-5.6** に示した体積変化に相当する体積ひずみが生じ、平均有効応力が変化することになる。**表-5.2** に解析に用いた Cam-clay パラメータを示す。ただし、このシミュレーションは、層間水の脱水に伴う単調な体積膨潤に対応する平均有効応力ないし間隙水圧の変化を把握するものであり、実質的には、等方弾性除荷に関わるパラメータのみがアクティブになる。

**表-5.2** 非排水条件下での間隙水圧応答シミュレーションに用いたCam-clayモデルパラメータ

パラメータ	数値
圧縮指数 $\lambda$	0.14
膨潤指数 $\kappa$	0.05
限界応力比 $M$	1.20
ポアソン比 $\nu'$	0.333
先行圧密圧力 $p'_0$	100 kPa
先行時の間隙比 $e_0$	0.5

**図-5.7** にシミュレーションの結果を示す。有限要素法を用いて実施した場合においても、**図-5.6** に示したものと同一結果が得られており、**図-5.7** には有限要素解析によって得られる結果を示している。単に Cam-clay モデルの弾性除荷応答を示しているに過ぎないが、逆に言えば、構成モデルに変質の影響を考慮しなくても、非排水条件下での層間水の脱水に伴う間隙水圧の上昇を解析的に表現できることが確認された。

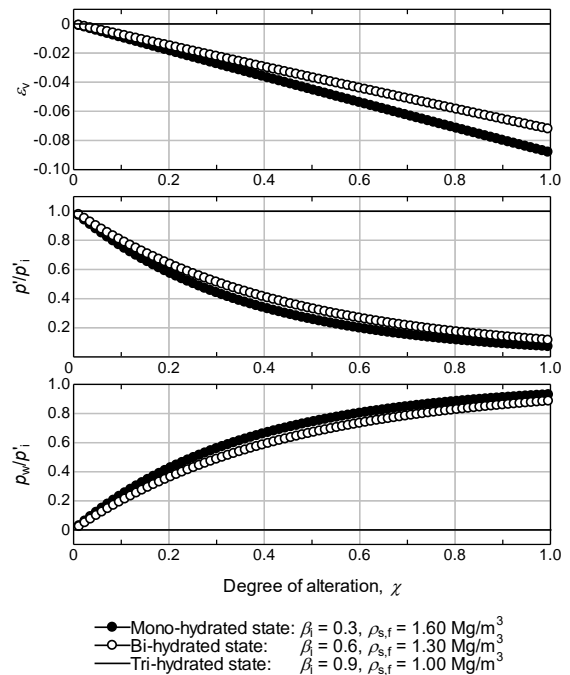
**5.4.3 せん断応力一定条件下でのせん断応答**

せん断応力が作用した条件の下、層間水が脱水するときの力学応答を確認するための要素応答シミュレーションを行う。プレート境界にあるデコルマ帯は沈み込む過程で、ある程度せん断された応力状態にあることが想定される。層間水の脱水を伴う変質が生じるときもせん断応力が作用する応力条件にあり、間隙水圧の上昇と相まって、せん断変形が発生することが考えられる。ここで発生するせん断変形が、スロースリップとして観測されている可能性もある。ここでのシミュレーションでは、構築した解析モデルにこのような挙動の再現性があるかを確認する。

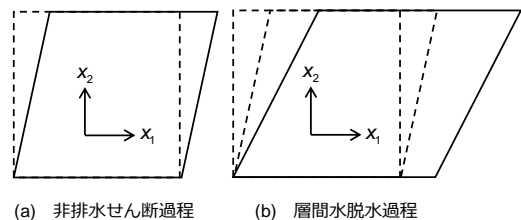
シミュレーションでは、層間水の脱水過程に先んじて、

せん断履歴を付与する過程を設ける。各過程で与える応力条件と許容する変形のモードを**図-5.8** に示す。せん断履歴の付与過程では、正規等方圧密された要素に対して、非排水・平面ひずみ条件で所定のせん断応力  $\sigma_{12}$  を与える。鉛直方向の変形は拘束し ( $\dot{\epsilon}_{22} = 0$ )、せん断ひずみ  $\epsilon_{12}$  の発生のみ許容する。また、この間、変質は生じないものとし、層間水比  $\beta$  は初期値のまま不変とする。その後、付与されたせん断応力を保持した状態 ( $\dot{\sigma}_{12} = 0$ ) で、層間水比  $\beta$  がゼロになるまで減じる層間水脱水過程に移行する。この過程でも非排水条件であるが、層間水の脱水による体積変化を許容する必要がある。よって、鉛直方向の変形を拘束したまま ( $\dot{\epsilon}_{22} = 0$ )、せん断ひずみ  $\epsilon_{12}$  のみならず水平方向のひずみ  $\epsilon_{11}$  の発生を許容する。

シミュレーションでは、構成モデルとして下負荷面<sup>70)</sup>を導入した Cam-clay モデルを用いる。大塚<sup>80)</sup>は、三軸応力条件で軸差応力を一定に保った状態で間隙水圧を上



**図-5.7** 非排水条件下での間隙水圧応答シミュレーション結果



**図-5.8** せん断応力作用下での変質応答シミュレーションの条件

げる試験を正規圧密粘土供試体に対して実施し、間隙水圧の上昇と平均有効応力の減少に伴って、せん断変形が発生することを確認した上で、その応答を Cam-clay モデルを用いたシミュレーションで再現している。間隙水圧の発生機構は降雨による地下水の上昇であり、本章で扱う層間水の脱水による機構とは異なるが、せん断変形が発生する力学的な因果関係はほとんど類似する。大塚のシミュレーションでは、Cam-clay モデルへの下負荷面の導入が、せん断変形の再現の肝となっている。大塚らの試験では、平均有効応力が低下する応力経路は、降伏曲面の内側を通過する応力経路となる。したがって、降伏曲面内が純粋な弾性域である通常の Cam-clay モデルでは、応力状態が降伏曲面内にあり再び降伏曲面上に至るまでは平均有効応力が低下しても弾性応答となり、塑性せん断変形の発現を見込めない。一方、下負荷面を導入すると、降伏曲面の内側に応力状態があっても、下負荷面が負荷基準を満足しさえすれば、塑性変形の発現を促すことができ、応力状態が降伏曲面にアプローチする際の応答をより豊かに表現できる。

シミュレーションに用いたパラメータは表-5.2 と同様である。ただし、下負荷面の発展則に関するパラメータ  $u_0$  については、下負荷面の導入が無い場合 ( $u_0 = 0.0$ ) と導入する場合 ( $u_0 = 0.01$ ) を比較する。また、層間水比の初期値は  $\beta_1 = 0.3$ 、層間水の初期密度は  $\rho_{s,fi} = 1.60 \text{ Mg/m}^3$  とした。せん断過程で付与するせん断応力は、初期平均有効応力  $p'_i = 100 \text{ kPa}$  に対し、 $\sigma_{12} = 10, 20, 30 \text{ kPa}$  の3通りを考える。

シミュレーションから得られた有効応力経路を図-5.9 に示す。図中の破線は、限界状態に至るまで非排水せん断したときの有効応力経路である。また、実線は、せん断過程とそれに続く脱水過程の経路であり、脱水過程の始点を矢印で示している。下負荷面の導入が無い場合 ( $u_0 = 0.0$ )、層間水の脱水過程では、間隙水圧の増加によって平均有効応力が減少するが、弾性状態を維持したまま応力点は限界状態線を跨ぎ、乾燥側 ( $M < q/p'$ ) へ移動した後、再降伏し、弾塑性状態に至る。再降伏後は、限界状態線に向かう軟化挙動を呈するが、せん断応力比  $\sigma_{12}/p'_i$  が小さい場合 (図-5.10(a)) においては、限界状態に至る前に層間水比  $\beta$  がゼロになり、応答が止まる。一方、せん断応力比  $\sigma_{12}/p'_i$  が比較的大きい場合 (図-5.10(b), (c))、層間水比  $\beta$  がゼロになる前に塑性乗数の分母がゼロになり、後述の様に、せん断ひずみ増分が無限大となって計算が終了する。下負荷面を導入した場合 ( $u_0 = 0.01$ ) では、脱水過程の初期は下負荷面が縮小する弾性状態となるが、縮小した下負荷面の外側に向か

うような応力経路に転じると負荷状態になり、塑性変形の発現を伴いながら、滑らかな応力経路を描きつつ降伏曲面に接近する。下負荷面を導入した場合でも、塑性乗数の分母がゼロになると、限界状態に至る前に計算が終了する。これらの有効応力経路に対応する応力-ひずみ

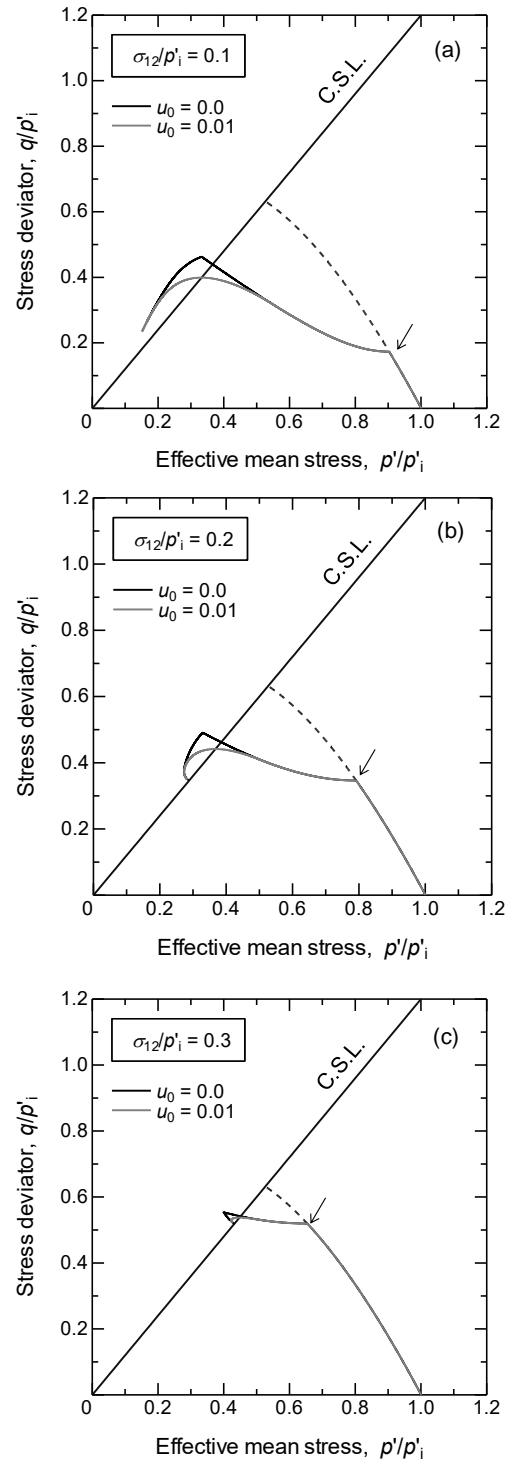


図-5.9 せん断応力作用下での変質応答シミュレーション結果：有効応力経路

関係を図-5.10 に示す。層間水の脱水過程に入り、破線の非排水せん断経路から分岐すると、弾性状態である間は不変量である偏差応力  $q$  は増加するが、せん断応力  $\sigma_{12}$  が一定であるため、せん断ひずみ  $\varepsilon_{12}$  は発生しない。下負荷面の導入が無い場合 ( $u_0 = 0.0$ )、降伏と同時に偏

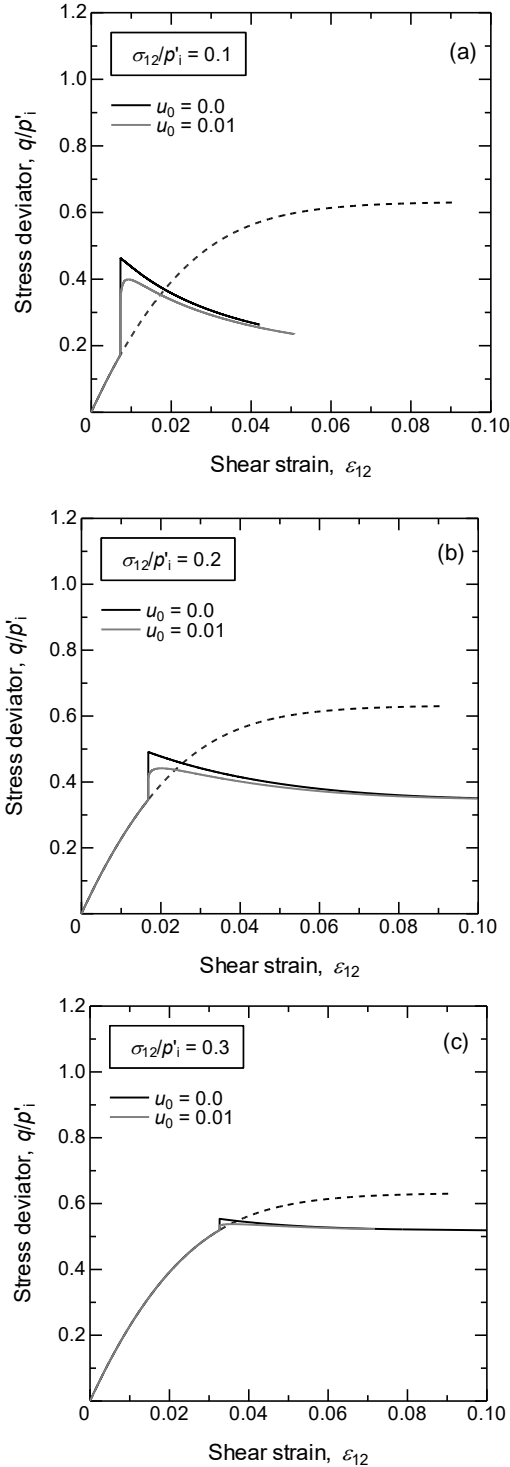


図-5.10 せん断応力作用下での変質応答シミュレーション結果：応力-ひずみ関係

差応力  $q$  の低下を伴いながらせん断ひずみ  $\varepsilon_{12}$  が発生し始めるのに対して、下負荷面を導入した場合 ( $u_0 = 0.01$ ) ではその移行が滑らかである。ここで、弾性状態である間は偏差応力が増加したがせん断ひずみは発生しなかったことから、ひずみエネルギーの蓄積は生じず、層間水の脱水を考慮するだけではプレート間の固着を再現することはできないことが分かった。

図-5.11 に変質度合いの指標  $\chi$  に対するせん断ひずみの変化を図示する。ここでは、初期状態： $\beta_1 = 0.6$ 、 $\rho_{s,fi} = 1.30 \text{ Mg/m}^3$  として同様の条件で実施した計算結果も併記している。初期層間水比  $\beta_1$  が小さく初期層間水密度  $\rho_{s,fi}$  が高いほど、変質の進行に伴う間隙水圧の上昇量が大きく、平均有効応力も早期に低下するため、せん断ひずみの増加も顕著になる。下負荷面の導入の有無に着目すると、下負荷面の導入により、変質に伴うせん断ひずみの発現は、より大きく促される。また、せん断応力比  $\sigma_{12}/p_i$  が大きくなるほど、せん断ひずみは変質の進行に対してより早期かつ急激に発現することが分かる。

## 5.5 模擬デコルマ帯を対象とした境界値問題

### 5.5.1 層間水の脱水により上昇した水圧の伝播

5.4 での要素シミュレーションの結果を踏まえて、模擬デコルマ帯を対象とした境界値問題シミュレーションを実施する。沈み込みつつあるデコルマ帯に含まれるスメクタイトは、ある温度・圧力条件に至れば、層間水の脱水を伴いながら変質することが考えられるが、層として続くデコルマ帯において、その変質は一様ではなく、部分的・局所的であることは十分に想定できる。比較的単純な境界値問題を取り上げ、この部分的変質がデコル

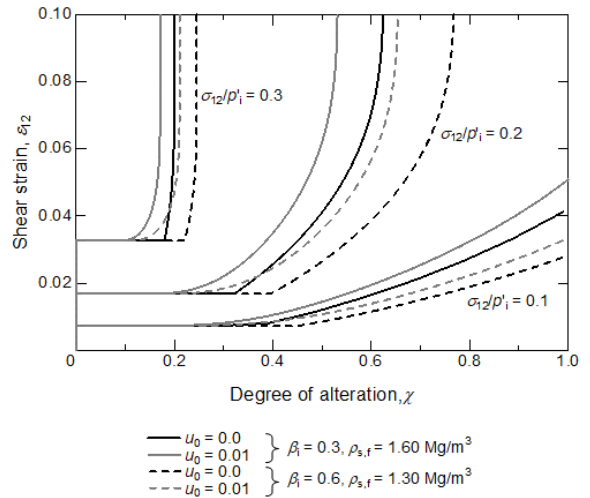


図-5.11 せん断応力作用下での変質応答シミュレーション結果：せん断ひずみの発現

マ帯全体の力学性状に及ぼす影響を解析的に調べることが、ここでの目的である。

層間水の脱水を伴う変質は、その要素の間隙水圧の上昇を促すことを前節で解析的に示した。この変質が部分的に生じるとき、変質領域で高まった間隙水圧は、未変質領域にまで伝播するはずである。このような間隙水圧の分布の時間的変化をシミュレーションするために、図-5.12に示す一次元の模擬デコルマ帯を対象とした境界値問題を考える。模擬デコルマ帯の全長は100 mとし、水平方向に有限要素100要素でもって領域を等分割する。変位境界条件は、左端の変位を固定し、残る節点の水平方向の変位を許容した。全長100 mの内、左端から長さ $L_a$ の部分を変質領域とし、ここでの層間水比の初期値を $\beta_1 = 0.3$ 、層間水の初期密度を $\rho_{s,fi} = 1.60 \text{ Mg/m}^3$ とした。構成モデルは全域にわたって、下負荷面を導入したCam-clayモデルを用いる。構成モデルに関するパラメータは表-5.2と同様である。ただし、下負荷面パラメータは $u_0 = 0.01$ である。初期応力状態は、等方応力（平均全応力： $p_1 = 100 \text{ kPa}$ 、平均有効応力： $p'_1 = 100 \text{ kPa}$ 、間隙水圧： $p_{w,1} = 0 \text{ kPa}$ ）とした。また、境界では非排水条件を課しつつ、模擬デコルマ帯内部では間隙水の流れ・間隙水圧の伝播/消散ができるものとした。間隙水圧の伝播速度に影響を及ぼす透水係数は、 $k = 0.01 \text{ m/year}$ （約 $1.61 \times 10^{-12} \text{ cm/sec}$ ）とした。

ここでは、せん断過程を設けず、初期状態から直接、変質過程に入る。変質過程では、変質領域の層間水比 $\beta$ がゼロになるまでに要する時間を100年として、一定速度で層間水比 $\beta$ を下げる。その後、間隙水圧勾配がなくなるまで放置の期間を設ける。全領域に対して変質領域が占める割合が間隙水圧の分布変化に及ぼす影響を確認するために、変質領域の長さを $L_a = 5, 10, 50 \text{ (m)}$ と3通りに設定してシミュレーションを行った。

シミュレーション結果として得られた間隙水圧の等時分布を図-5.13に示す。図中、変質領域をハッチングしている。変質過程である100年目まで、変質領域では層間水の脱水に伴って間隙水圧が上昇するが、同時に、非変質領域との間に水圧差が生じ、その差を解消する様に水圧が伝播する。したがって、変質終了時の100年目には、変

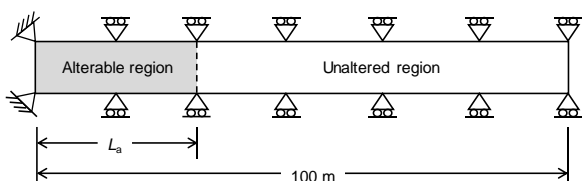


図-5.12 模擬デコルマ帯の一次元モデル

質領域で発生した間隙水圧はすでに幾らか消散している。変質終了後には、時間の経過に伴い、間隙水圧が一様になる様に、間隙水圧が伝播・消散する。このシミュレーションでは、いずれのケースにおいても、変質開始から2000年が経過すれば、間隙水圧勾配が消滅し、一様な分布に至っている。この時の間隙水圧の残留値は、変質領域の広さに依存する。

変質領域のみならず、伝播・消散によって非変質領域の間隙水圧も上昇すること、そして、全域に占める変質領域の割合が大きいほど、間隙水圧の残留値が大きくなることを解析的に確認できた。5.4.3節の要素応答シミュレーションの結果を踏まえると、せん断応力作用下で間隙水圧が上昇するとせん断変形が発生することになるが、本節の結果と総合すると、せん断変形の発生は変質領域のみでなく非変質領域にも及び、広域化することが予見できる。次節では、せん断応力の作用下で、模擬デコルマ帯に部分的な変質が生じるときの応答を確認する。

### 5.5.2 部分的に変質した模擬デコルマ帯のせん断応答

前節に続き、模擬デコルマ帯を対象とした境界値問題シミュレーションを行う。前節末尾に記すように、ここでの目的は、せん断応力が作用する模擬デコルマ帯が部分的に変質することに端を発する力学応答の確認である。

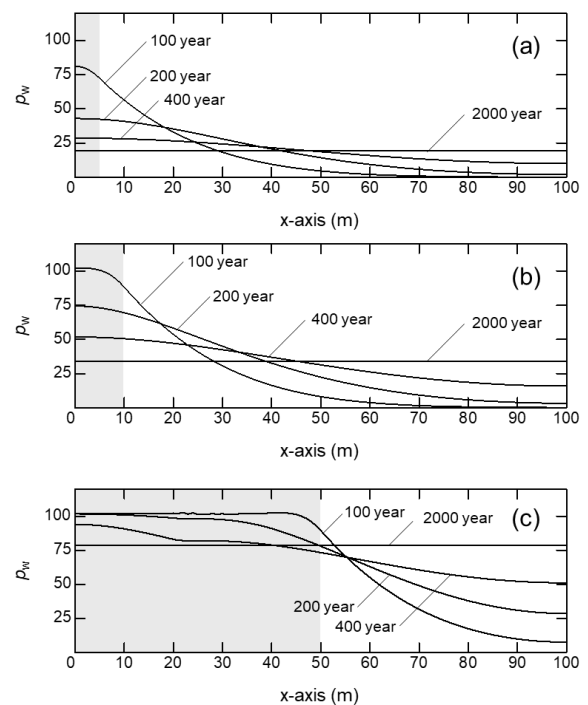


図-5.13 間隙水圧の等時分布：  
(a)  $L_a = 5 \text{ m}$ , (b)  $L_a = 10 \text{ m}$ , (c)  $L_a = 50 \text{ m}$

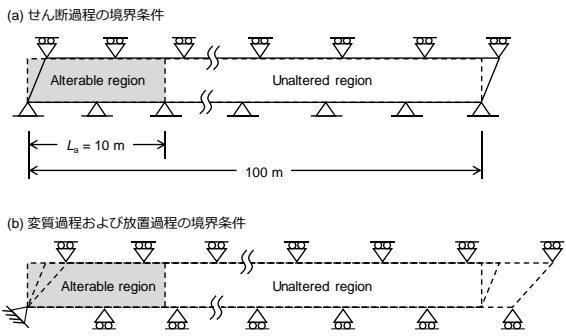


図-5.14 模擬デコルマ帯の変質・せん断変形モデル

シミュレーションの対象とする模擬デコルマ帯は、前節と同じ寸法・初期条件であるが、図-5.14に示すように、境界条件と与える履歴が異なる。シミュレーションでは、まずせん断履歴を付与するせん断過程を設ける。ここでは、後の変質過程で変質する領域においても変質は生じない、すなわち、層間水比  $\beta$  は不変として、模擬デコルマ帯の材料均質性と力学的均一性を保った状態でせん断履歴のみを与える。模擬デコルマ帯の境界は非排水条件とし、全域を一樣に非排水せん断する。シミュレーションではここで付与するせん断応力を  $\sigma_{12} = 10 \text{ kPa}$  とした。次なる変質過程では、模擬デコルマ帯の全域のせん断応力  $\sigma_{12}$  が一定に保たれる変位境界条件に切り替え、変質領域に対して変質履歴を与える。変質履歴は、層間水比  $\beta$  が100年の歳月を経てゼロになるよう、一定速度で層間水比  $\beta$  を減じた。設定した変位境界条件は、層間水の脱水による体積膨張が水平方向にのみ生じることを許容するものであり、また、間隙水圧の上昇に伴う付加的なせん断変形の発生を許容するものである。変質領域は、模擬デコルマ帯の全長100mに対して、 $L_a = 10 \text{ (m)}$ とした。100年の変質過程の後は、模擬デコルマ帯全域の間隙水圧勾配がなくなるまで放置過程を設けた。この間の境界条件は、変質過程と同様である。

シミュレーションの結果として、図-5.15に模擬デコルマ帯の(a)間隙水圧分布、(b)せん断ひずみ分布の変化を示す。なお、図では、せん断過程が終了し、変質過程の開始時を時刻ゼロとしている。せん断過程では、模擬デコルマ帯にせん断応力  $\sigma_{12} = 10 \text{ kPa}$  が作用し、正規圧密状態からの非排水せん断であることから、一樣に過剰間隙水圧が発生する。また、せん断ひずみ  $\epsilon_{12}$  の発生も一樣である。その後、変質過程に入ると、変質領域での層間水の脱水とそれに伴う間隙水圧の上昇が生じるが、前節と同じく、未変質領域への水圧の伝播が同時に起こる。変質過程の終了時には、模擬デコルマ帯の全域には至らな

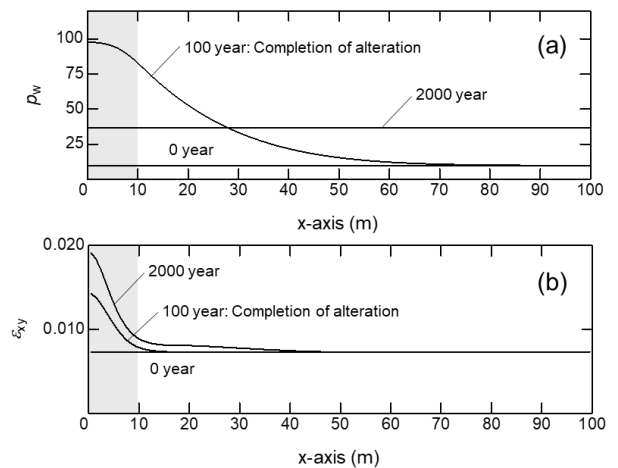


図-5.15 部分変質による模擬デコルマ帯の分布変化：  
(a)間隙水圧、(b)せん断ひずみ

いが、変質領域から離れた広域にまで間隙水圧が伝播している。変質過程終了時には、主として変質領域にせん断ひずみが発生するが、未変質領域に占めるせん断ひずみ発生領域は間隙水圧が伝播する領域ほど広域ではない。5.3.3の要素応答に見られたように、間隙水圧が上昇し平均有効応力が低下したとしても、弾塑性状態に至らなければせん断ひずみの発生は見込めない。未変質領域において、間隙水圧が上昇したにもかかわらず、せん断変形が進行しないのはこのためである。変質過程が終了した後、模擬デコルマ帯の間隙水圧が一樣になるまでの放置過程に入る。放置過程では、間隙水圧の伝播・消散によって、模擬デコルマ帯の右領域は間隙水圧の増加、変質領域を含む左領域は間隙水圧の低下を呈する。このシミュレーションの条件では、右領域の間隙水圧の増加は、その領域のせん断変形を促すほどのものではない。一方、左領域では、間隙水圧の低下によってせん断変形がさらに進行している。変質過程における間隙水圧の上昇でもせん断ひずみが発生するが、放置過程における間隙水圧の低下によってもせん断ひずみが発生するということになる。変質過程における変質領域のせん断変形は、軟化を伴う弾塑性状態で進行する。すなわち、この過程で降伏曲面は縮小したということになる。間隙水圧が低下する放置期間においては、応力履歴からすれば平均有効応力が増加する再載荷であるが、収縮した降伏曲面を確認すれば容易に再降伏・弾塑性化し、せん断ひずみが発生することになる。

このシミュレーションで示した模擬デコルマ帯のせん断変形の発生は、層間水の脱水に伴う間隙水圧の上昇に因ることから、その発生速度が変質の速度に依存する。

また、間隙水圧の伝播・消散によってもせん断変形は生じ、その発生速度は透水係数が支配する。いずれも比較的長い時間を経て生起する現象であり、せん断応力の作用によって間もなく生じるせん断変形の発生よりも「ゆっくり」である。非常に単純な条件の下で模擬されたデコルマ帯を対象としたシミュレーションを通して、構築したモデルがデコルマ帯に生起する様々な現象を複合的に説明し得るものであることを確認できた。

## 5.6 まとめ

層間水の体積割合を示す指標として層間水比  $\beta$  を定義し、層間水と自由水の密度の違いを考慮することで、層間水の脱水に伴う間隙水圧の発生を表現した。さらに、弾性状態での塑性変形の発現を表現するため、通常の Cam-clay モデルに下負荷面を導入した。これにより、層間水の脱水過程において、間隙水圧上昇に伴う平均有効主応力の低下により生じる塑性変形の発現を促し、力学応答をより豊かに表現することができた。

せん断応力一定条件下で層間水が脱水するときの力学応答を確認するための要素応答シミュレーションでは、層間水の脱水過程において、降伏と同時に偏差応力の低下を伴いながらせん断ひずみが発生し始める力学挙動が得られた。このせん断変形は、層間水の脱水により発生した間隙水圧の上昇により生じるものあり、スロースリップを再現する力学挙動であるといえる。一方、弾性状態である間は偏差応力が増加したが、せん断ひずみは発生しなかったことから、プレート間の固着につながるひずみエネルギーの蓄積を再現することはできなかった。

変質が部分的に生じたときの間隙水圧変化の時間的分布について検討するため、模擬デコルマ帯を対象とした境界値問題シミュレーションを行った。その結果、変質領域では層間水の脱水に伴って間隙水圧が上昇するが、同時に、未変質領域との間に水圧差が生じ、その差を解消する様に水圧が伝播し、未変質領域の間隙水圧も上昇することが分かった。せん断応力が作用する模擬デコルマ帯が部分的に変質したときの間隙水圧及びせん断ひずみの発生について検討したシミュレーションでは、模擬デコルマ帯の全域には至らないが、変質領域から離れた広域にまで間隙水圧が伝播することが分かった。変質過程終了時には、主として変質領域にせん断ひずみが発生するが、未変質領域に占めるせん断ひずみ発生領域は間隙水圧が伝播する領域ほど広域ではなかった。また、変質過程終了後の放置過程においても、間隙水圧の低下によってせん断ひずみが発生する結果を得た。このように、非常に単純な条件の下で模擬されたデコルマ帯を対象と

したシミュレーションではあるが、構築したモデルがデコルマ帯に生起する様々な現象を複合的に説明し得る結果を得たといえる。

## 6. 結論

本報告では、スメクタイトのイライト化に伴う力学特性変化を考慮した力学応答モデルと、層間水の脱水に起因する力学応答モデルをそれぞれ提案した。前者のモデルでは、実験事実に基づき、土粒子密度、摩擦特性、体積圧縮特性及びダイレイタンス特性の変化を表現することができる数理モデルを提案した。提案したモデルを用いた変質に伴う非排水せん断シミュレーションから、せん断強度の増加に伴いひずみエネルギーが蓄積される結果を得た。エネルギーの蓄積はプレート間の固着に繋がる。このことから、提案したモデルによりデコルマ帯におけるプレート間の固着を再現できる力学挙動を得られたといえる。しかし、変質に伴い地盤が過圧密化したため、せん断時に、変質に起因する塑性変形が生じず、スロースリップを再現できる力学挙動を得ることはできなかった。

一方、後者のモデルでは、層間水の体積割合を示す指標として層間水比  $\beta$  を定義し、層間水と自由水の密度の違いを考慮することで、層間水の脱水に伴う間隙水圧の発生を表現した。せん断応力一定条件下で層間水が脱水するときの力学応答を確認するための要素応答シミュレーションでは、層間水の脱水過程において、弾性状態である間は偏差応力が増加するが、降伏と同時に偏差応力の低下を伴いながらせん断ひずみが発生し始める力学挙動が得られた。このせん断変形は、層間水の脱水により発生した間隙水圧の上昇により生じるものあり、スロースリップを再現する力学挙動である。しかし、層間水の脱水過程において、弾性状態である間は偏差応力が増加したが、せん断ひずみは発生せず、プレート間の固着につながるひずみエネルギーの蓄積を再現することはできなかった。模擬デコルマ帯を対象とした境界値問題シミュレーションでは、変質領域のみならず、伝播・消散によって未変質領域の間隙水圧も上昇する結果を得た。要素応答シミュレーションの結果と総合すると、せん断応力作用下で間隙水圧が上昇するとせん断変形が発生することから、せん断変形の発生は変質領域のみでなく未変質領域にも及び広域化する可能性があるといえる。地震発生帯における固着域周辺で観測されているスロースリップ領域を対象とした Luo and Liu<sup>81)</sup> の研究成果では、プレート境界における間隙水圧の上昇がトリガーとなり広範



囲にわたりスロースリップが発生すると結論付けている。ここでのスロースリップ領域は固着域を囲むように分布している。デコルマ帯と地震発生帯で間隙水圧を上昇させる要因はおそらく異なるであろう。しかし、本稿の境界値問題シミュレーションから得た結果は、間隙水圧上昇が局所的であっても、その周辺では、間隙水圧の伝播により水圧が上昇することを明らかにしている。このことは、Luo and Liuによって示されているスロースリップ発生メカニズムに類似する結果であるといえる。

## 7. あとがき

本稿で提案した2つのモデルは、どちらもそれぞれ実験事実に基づき提案したものである。スメクタイトのイライト化に伴う力学特性変化に着目することにより、プレート間の固着を再現できることが分かった。一方、層間水の脱水をモデル化することにより、スロースリップを再現できることが分かった。デコルマ帯でのスロースリップの発生は、プレート間の固着が前提で生じるため、固着とスロースリップという2つの現象を同時に再現することが必要不可欠である。そのため、将来的にはこれら2つのモデルを合体させることが必要であるといえる。しかし、スメクタイトの変質により生じる土質性状の変化を全てモデル化することは、理論式の煩雑化に繋がり、ひいては、数値解析から得られた力学挙動がどの現象をモデル化したことにより得られたものか特定できず、本末転倒になりかねない。このことから今後は、デコルマ帯で生じる固着とスロースリップに及ぼす支配的な要因について検討した上でモデルの取捨選択を行い、固着からスロースリップまで一連の現象を再現可能な力学挙動を得ることのできるモデルを提案し、デコルマ帯におけるスロースリップ発生メカニズムにアプローチしたいと考えている。また、港湾の施設の技術上の基準・同解説に記載のある津波シミュレーションでは、地震により発生した断層面の傾斜やずれの大きさを地震観測結果から推定し、地盤を弾性体として計算することで海底面の変形を求めることができるようになっている。スロースリップは、地震時の海底面の変形に多大な影響を及ぼし、巨大津波発生の一因となる可能性が高い。このことから、スロースリップ領域を地震発生帯に含めることは、地震により発生する津波予測の高精度化に繋がる可能性があると考えている。

(2021年6月4日受付)

## 参考文献

- 1) Taira, A., Hill, L., Firth, J., Bemmer, U., Bruckmann, W., Byrne, T., Chabernaud, T., Fisher, A., Foucher, J.P., Gamo, T., Gieskes, J., Hyndman, R., Karig, D., Kastner, M., Kato, Y., Lallemand, S., Lu, R., Maltman, A., Moore, G., Moran, K., Olafsson, G., Owens, W., Pickering, K., Siena, F., Taylor, E., Underwood, M., Wilkinson, C., Yamano, M. and Zhang, J.: Sediment deformation and hydrogeology of the Nankai Trough accretionary prism, Synthesis of shipboard results of ODP Leg 131, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, pp.431-450, 1992.
- 2) Ito, Y., and Obara, K., Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02311, 2006.
- 3) Sakaguchi, A.: Seismic slip propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTro SEIZE cores, *Geology*, 39, 395-398, 2011.
- 4) Matt J. Ikari, Y. Ito, K. Ujiie, Achim J. Kopf.: Spectrum of slip behavior in Tohoku fault zone samples at plate tectonic slip rates, *Nature Geoscience*, Vol.8, pp.870-874, 2015.
- 5) 林真珠: 続成変質作用で認められるイライト-スメクタイト混合層鉱物の変化, *Earth Science*, Vol.59, pp.257-266, 2005.
- 6) Hayashi, M.: Transformation of interstratified illite-smectite in burial diagenesis, *Earth Science*, Vol.59, pp.257-266, 2005.
- 7) Nathan, L. B., Bangs, G., Westbrook, K.: Seismic modeling of the decollement zone at the base of the Barbados Ridge Accretionary Complex, *Journal of geophysical research*, 96(B3), 3853-3866, 1991.
- 8) Moore, G. F., Mikada, H., Moore, J. C., Becker, K. and Taira, A., Legs 190/196 synthesis: Deformation and fluid flow processes in the Nankai trough accretionary prism. in Mikada, H., Moore, G.F., Taira, A., Becker, K., Moore, J.C. and Klaus, A. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results., 190/196(Online), 2005.
- 9) Brown, K.M., Saffer, D.M. and Bekins, B.A.: Smectite diagenesis, pore-water freshening, and fluid flow at the toe of the Nankai wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 194, 97-109, 2001.
- 10) Kastner, M., Elderfield, H., Jenkins, W.J., Gieskes, J. and Gamo, T.: Geochemical and isotopic evidence for fluid flow in the western Nankai subduction zone, Japan. in Hill, I.A., Taira, A., Firth, J. V et al. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 131, College Station TX (Ocean Drilling Program), 397-413, 1993.
- 11) Henry, P. and Bourlange, S.: Smectite and fluid budget at Nankai ODP sites derived from cation exchange capacity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 219, 129-145, 2004.
- 12) Dieterich, J. H.: Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168, 1979.
- 13) Saffer, D. M., Lockner, D. A., McKiernan, A.: Effects of smectite to illite transformation on the frictional strength and sliding stability of intact marine mudstones, *Geophysical research letters*, 39, L11304, 2012.
- 14) Blanpied, M. L., Lockner, D. A., Byerlee, J. D.: Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions, *Geophysical research letters*, 18, NO. 4, 609-612, 1991.

- 15) Noda, H., Nadia, L.: Three earthquake sequence simulations with evolving temperature and pore pressure due to shear heating: Effect of heterogeneous hydraulic diffusivity, *Journal of geophysical research*, 115, B12314, 2010.
- 16) Ruina, A.: Slip Instability and state variable friction laws, *Journal of geophysical research*, Vol.88, No. B12, pp.10.359-10.370, 1983.
- 17) Dieterich, J. H.: Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168, 1979.
- 18) Noda, H., Nadia, L.: Stable creeping fault segments can become destructive as result of dynamic weakening, *Nature*, 493, 518-521, 2013.
- 19) Morrow, C., Radney, B. and Byeree, J.: Frictional strength and the effect pressure law of Montmorillonite and illite clays, *Montmorillonite and Illite Clays*, Chapter.3, 1992.
- 20) Oohashi, K., Hirose, T., Takahashi, M., Tanikawa, W.: Dynamic weakening of smectite-bearing faults at intermediate velocities: Implications for subduction zone earthquakes, *Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 2015.
- 21) Hartog, D., Peach, S. A. M. C. J., Winter, D. A. M., Spiers, C. J. and Shimamoto, T.: Frictional properties of megathrust fault gouges at low sliding velocities: New date on effect of normal stress and temperature, *Geology*, 38, 156-171, 2012.
- 22) Saffer, D. M., Marone, C.: Comparison of smectite- and illite-rich gouge frictional properties: application to the updip limit of the seismogenic zone along subduction megathrusts, *Earth and Planetary Science Letters*, 215, 219-235, 2003.
- 23) James, K., M.: Fundamentals of soil behavior, John Wiley and Sons, Inc, 1993.
- 24) 木村学, 木下正高: 付加体と巨大地震発生帯-南海地震の解明に向けて-, 東京大学出版会, 2009.
- 25) Peacock, S., Westbrook, G. K. and Bais, G.: S-wave velocities and anisotropy in sediments entering the Nankai subduction zone, offshore Japan, *Geophys. J. Int.* 180 (2), 743-758, 2010.
- 26) Thomas, H. S., Gregory, F., Moore, H., Tobin, J. and Moore, J. C.: Synthesis of the Barbados décollement seismic reflection response from drilling-based geophysical observations and physical properties, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 156, 1997.
- 27) Mikada, H., Becker, K., Moore, J. C., Klaus, A.: Proc. ODP, Init. Repts., 196 [CD-ROM], Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX, 2002.
- 28) Kimura, G., Silver, E. A., Blum, P., et al.: Proc. ODP, Init. Repts., 170, College Station TX (Ocean Drilling Program), 1997.
- 29) Moore, G. F., Taira, A., Klaus, A.: Proc. ODP, Init. Repts., 190, College Station TX (Ocean Drilling Program), 2001.
- 30) Kimura, G., Kitamura, Y., Hashimoto, Y., Yamaguchi, A., Shibata, T., Ujiie, K. and Okamoto, S.: Proc. ODP, Init. Repts., 170, College station TX (Ocean Drilling Program), 1997.
- 31) Moore, J. C., Klaus, A., et al.: Proc. ODP, Init. Repts, 110, College station TX (Ocean Drilling Program), 1998.
- 32) Bilek, S. L. and T. Lay: Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (14), 1673, 2002.
- 33) 国土交通省国土地理院, 基準点・測地観測データ, GEONET(GNSS Earth observation Network System).
- 34) Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yari, H. and Nishimura, T.: Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, 298, 1009-1012, 2002.
- 35) Obara, K. and Kato, A.: Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, *Science*, Vol.353, Issue.6296, pp.253-257, 2016.
- 36) Ito, Y., and Obara, K.: Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02311, 2006.
- 37) Christopher H. S.: Earthquakes and friction laws, *Nature*, 391, 37-42, 1998.
- 38) Yokota, Y., Ishikawa, T., Watanabe, S., Tashiro, T. and Asada, A.: Seafloor geodetic constraints on interpolate coupling of the Nanlai Trough megathrust zone, *Nature*, 000, 1-4, 2016.
- 39) Chlieh, M. Mothes, P. A., Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J.-Y., Villegas, L. J. -C., Rolandone, F., Vallée, M., Regnier, M., Segovia, M., Martin, X., Yepes, H.: Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.400, 292-301, 2014.
- 40) Sakaguchi, A.: Seismic slip propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTro SEIZE cores, *Geology*, 39, 395-398, 2011.
- 41) Vrolijk, P.: On the mechanical role of smectite in subduction zones, *Geology*, 18,703-707, 1990.
- 42) Frederick, M. C., Rowe, C., Ujiie, K., Kirkpatrick, J., Regalla, C., Remitti, F., Moore, J. C., Toy, V., Schwehr, M. W., Bose, S., Kameda, J., Mori, J. J., Brodsky, E. E., Eguchi, N., Toczko, S.: Structure and Composition of the Plate-Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 342(6163), 1208-1211, 2013.
- 43) Moore, J. C., Klaus, A., Bangs, N. L., Bekins, B., Bucker, C. J., Brückmann, W., Erickson, S. N., Hansen, O., Horton, T., Ireland, P., Major, C. O., Moore, G. F., Peacock, S., Saito, S., Sreaton, E. J., Shimeld, J.W., Stauffer, P. F., Taymaz, T., Teas, P. A. and Tokunaga, T.: Consolidation patterns during initiation and evolution of a plate-boundary décollement zone: Northern Barbados accretionary prism, *Geology*, 26, 811-814, 1998.
- 44) Moore, J. C. and Saffer, D.: Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress, *Geology*, 29, 183-186, 2001.
- 45) 河野元治, 粘土鉱物の生成, 粘土科学, Vol.40, No.3, pp.197-11, 2001.
- 46) Mulder, K.T, Rogers, G.C, and Hyndman R.D: Case for very low coupling stress on the Cascadia subduction thrust fault, *JGeophys.Res.*, 100(12), 907-918, 1995.
- 47) Kopf, A, Brown, K, M.: Friction experiments on saturated sediments and their implications for the stress state of the Nankai and Barbados subduction thrusts, *Marine Geology*, 202, 193-210, 2003.
- 48) Zoback, M.D., Zoback, M.L., Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J. H., David, O., Paul, R., Lucile, J., Raleigh, C.B., Woug, I.G., Scotti, O. and Wentworth, C.: New evidence on the state of stress of the San andreas fault system, *Science*, New Science, 238, 4830,

- 1105-1111, 2013.
- 49) Uchaipichat, A. and Khalili, N.: experimental investigation of thermos-hydro-mechanical behavior of an unsaturated silt, *Geotechnique*, Vol.59, No.4, pp.339-353, 2009.
- 50) Zhang, F., Xiong, Y., Zhang, S. and Ye, B.: Thermo-hydro-mechanical-air coupling finite element method and its application to multi-phase problems, *Journal of Rock mechanics and Geotechnical Engineering*, Vol.6, pp.77-98, 2014.
- 51) Pytte, A.: The kinetics of the smectite to illite reaction in contact metamorphic shales [M.A. Thesis], Dartmouth College, Hanover, N.H., 78, 1982.
- 52) Huang, W-L., Longo J. M., Pevear D. R.: An experimentally derived kinetic model for smectite-toillite conversion and its use as a geothermometer, *Clays & Clay Miner*, 41, 162-177, 1993.
- 53) Velde, B., Vasseur, G.: Estimation in time-temperature space, *Am Mineral*, 77, 967-976, 1992.
- 54) Mineralogy database (<http://www.webmineral.com/>)
- 55) Morrow, C., Radney, B. and Byeree, J.: Frictional strength and the effect pressure law of Montmorillonite and illite clays, *Montmorillonite and Illite Clays*, Chapter.3, 1992.
- 56) Kobayashi, I., Owada, H. & Ishii, T.: Hydraulic / Mechanical modeling of smectitic materials for HMC analytical evaluation of the long-term performance of TRU geological repository. Proceedings of the 14th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management, ICEM2011-59090, France, 2011.
- 57) Takayama, Y.: Mechanical model of bentonite and quality evaluation as buffer material in the disposal facility, Doctoral thesis of Kobe University, 2014 (in Japanese).
- 58) Sasakura, T., Kuroyanagi, M., Kobayashi, I., Okamoto, M.: Studies on mechanical behavior of bentonite for development of the constitutive model II, Document Prepared by Other Institute, Based on the Contract, JNC TJ8400 2003-048, 2003.
- 59) Hayashi, M.: Transformation of interstratified illite-smectite in burial diagenesis, *Earth Science*, Vol.59, pp.257-266, 2005.
- 60) 土田邦博, 牛犇, 吉村尚久, 大久保進, 深澤光: 基礎試錐「富倉」にみられるイライト-スメクタイト混合層鉱物の続成変化と異常高圧層の関係, 石技誌, 63, pp.221-228, 1998.
- 61) Olson, R. E. and Mitronovas, F.: Shear strength and consolidation characteristics of calcium and magnesium illite, *Proc. 9th Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals*, 185-209, 1962.
- 62) Moore, J. C. and Tobin, H. J.: Estimated fluid pressures of the Barbados accretionary prism and adjacent sediments. *Proc. ODP, Sci. Results*, 156, 229-238, 1997.
- 63) Morris, J. D., Villinger, H. W., Klaus, A., et al.: *Proc. ODP, Init. Repts.*, 205, Cpllege station TX (Ocean Drilling Program), 2003.
- 64) Hata, S., Ohta, H. and Yoshitani, S.: On the state surface of soils, *Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers*, No.172, pp.97-117, 1969.
- 65) 佐藤努: 粘土鉱物の水和と吸着水の構造, 鉱物学雑誌, 第25巻, 第3号, pp.99-110, 1996.
- 66) Roscoe, K. H., Schofield, A. N. and Thurairajah, A.: Yielding of clays in states wetter than critical, *Geotechnique*, Vol.212, No.3, pp.250-255, 1963.
- 67) Roscoe, K. H. and Burland, J. B.: On the generalized stress-strain behavior of 'wet' clay, *Engineering Plasticity*, ed. J. Heyman and F.A. Leckie, Cambridge University Press., pp.535-609, 1968.
- 68) Ohta, H. and Hata, S.: A theoretical study of the stress-strain relations for clays, *Soils and Foundations*, Vol.11, No.3, pp.65-80, 1971.
- 69) Sekiguchi, H. and Ohta, H.: Induced anisotropy and time dependency in clays, *Constitutive Equation of Soils, Proc. Specialty Session 9, 9th Int. Conf. Soil Mech. & Found. Engrg*, Tokyo, pp.306-315, 1977.
- 70) Hashiguchi, K.: Subloading surface model in unconventional plasticity, *Int. J. Solids Struct.*, Vol.25, pp.917-945, 1989.
- 71) Asaoka, A., Nakano, M., and Noda, T.: Superloading yield surface concept for highly structured soil behavior, *Soils and Foundations*, Vol.40, No.2, pp.99-110, 2000.
- 72) 大野進太郎, 飯塚敦, 太田秀樹: 非線形コントラクタンシー表現式を用いた土の弾塑性構成モデル. 応用力学論文集, Vol.9, 407-414, 2006.
- 73) Suzuki, K., Nakano, M., Takahashi, N., Hori, T., Kamiya, S., Araki, E., Nakata, R. and Kaneda, Y.: Synchronous change in the seismicity rate and ocean-bottom hydrostatic pressures along the Nankai trough: A possible slow slip event detected by the Dence Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis (DONET), *Tectonophysics*, Vol.680, pp.90-98, 2016.
- 74) Sugiyama, Y., Tachibana, S., Sakaguchi, H. and Iizuka, A.: Elasto-plastic modeling of shear failure of the plate boundary decollement zone, *Geotechnical journal international*, Vol.216, Issue.3, pp.1890-1900, 2019.
- 75) 井上圭吉, 奥田進: 粘土表面の水, *Journal of the Clay Science Society of Japan*, Vol.20(4), pp.137-140, 1980.
- 76) 河村雄行: 沈み込み帯におけるベントナイト吸水・固化域の役割-地震発生に関して-, 原子レベルから物質過程の理解のために-, *Journal of Geography*, Vol.111(3), pp.456-464, 2002.
- 77) Takahashi, Y., Kawamura, K., Sato, T., Kobayashi, I. and Ichikawa, Y.: In situ X-ray diffraction observation of smectite hydration under constant volume, *Journal of Nuclear Science and Technology*, Vol.52, No.2, pp.1470-1479, 2015.
- 78) 鉱物学データベース (mindat.org)
- 79) Takeyama, T., Tachibana, S., Furukawa, A. : A finite element method to describe the cyclic behavior of saturated soil, *International journal of material science & engineering*, Vol.2, Issue.1, pp.20-25, 2015.
- 80) 大塚悟, 宮田善郁: 間隙水圧載荷試験による粘性土のせん断破壊機構, *Journal of Japan Landslide Society* Vol.37(4), pp.10-17, 2001.
- 81) Luo, Y. and Liu, Z.: Fault zone heterogeneities explain depth-dependent pattern and evolution of slow earthquakes in Cascadia, *Nature communications*, Vol.12(1959), pp.1-13, 2021.

付録. 有限要素法への適用

スメクタイトのイライト化に伴う固相-液相の相変化及び力学特性変化を考慮した土/水連成問題において用いる支配方程式を以下にまとめる. 圧縮を正とし, 微小変形を仮定する.

$$\text{運動方程式: } \rho \ddot{\mathbf{u}} + \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} - \rho \mathbf{b} = 0$$

$$\text{有効応力式: } \boldsymbol{\sigma}' = \dot{\boldsymbol{\sigma}} - \dot{p}_w \mathbf{1}$$

$$\text{構成式: } \dot{\boldsymbol{\sigma}}' = \mathbf{C}^{ep} : \dot{\boldsymbol{\varepsilon}} - \mathbf{C}^{\lambda a} \dot{\chi}_a$$

(ただし, 5章. 層間水の脱水に着目したモデルの場合,  $\mathbf{C}^{\lambda a} = \mathbf{0}$  となる.)

$$\text{適合条件式: } \dot{\boldsymbol{\varepsilon}} = -\frac{1}{2}(\nabla \otimes \dot{\mathbf{u}} + \dot{\mathbf{u}} \otimes \nabla)$$

連続条件式:

$$\text{ダルシー則: } \tilde{\mathbf{v}}_w = -\mathbf{k}_w \nabla h, \quad h = \frac{p_w}{\rho_w g} + h^e$$

ここに,  $\rho$ : 全領域の密度,  $\ddot{\mathbf{u}}$ : 加速度ベクトル,  $\mathbf{b}$ : 単位質量あたりの物体力ベクトル,  $\boldsymbol{\sigma}$ : 全応力テンソル,  $\boldsymbol{\sigma}'$ : 有効応力テンソル,  $\mathbf{1}$ : 単位テンソル,  $p_w$ : 間隙水圧,  $\mathbf{u}$ : 変位テンソル,  $\boldsymbol{\varepsilon}$ : ひずみテンソル,  $\mathbf{C}$ : 弾性剛性テンソル,  $\mathbf{C}^{\lambda a}$ : 係数テンソル,  $\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_w$ : 土粒子, 間隙水の流速ベクトル,  $\varepsilon_v$ : 体積ひずみ,  $n$ : 間隙率,  $\mathbf{k}_w$ : 飽和透水係数テンソル,  $h$ : 全水頭,  $\rho_w$ : 水の密度,  $h^e$ : 位置水頭,  $g$ :

重力加速度,  $\nabla = \text{grad}(\bullet) = \frac{\partial(\bullet)}{\partial \mathbf{X}}$ : 基準配置での勾配演算子

である.

港湾空港技術研究所報告 第60巻 第1号

2021.6

編集兼発行人 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

発行所 港湾空港技術研究所  
横須賀市長瀬3丁目1番1号  
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

Copyright © (2021) by MPAT

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of MPAT

この資料は、海上・港湾・航空技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は海上・港湾・航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

## CONTENTS

1. Cyclic Beach Morphological Changes in the Swash Zone  
due to Tidal Range Fluctuations  
Masayuki BANNŌ · Yoshiaki KURIYAMA
2. Ocean swells induced by the Typhoon Faxai hit Port of Yokohama in 2019  
Hitoshi TAMURA · Koji KAWAGUCHI · Takumu IWAMOTO · Takashi FUJIKI
3. Dynamics of ocean swells in Toyama Bay  
Hitoshi TAMURA · Koji KAWAGUCHI · Takashi FUJIKI
4. Study on Stability of Temporary Armor Units against Waves  
Kojiro SUZUKI · Hiroki KUBOTA · Tsutomu TANAKA
5. Study on Wave Pressure acting on Receding Parapet type Seawall  
Kojiro SUZUKI · Hiroki KUBOTA · Naoki TSURUTA
6. Study of slow slip mechanism on plate boundary fault decollement zone  
Yuri SUGIYAMA · Shinya TACHIBANA · Yoshiyuki MORIKAWA
7. Development of frictional contact algorithm using weighted least squares for MPM-rigid body  
simulation and its application to behavior of open-ended pile driven into the ground  
Keita NAKAMURA · Satoshi MATSUMURA · Takaaki MIZUTANI