

# 氷衛星のテクトニクスと地殻の進化

木村 淳<sup>1</sup>, 栗田 敬<sup>1</sup>

## 1. はじめに

太陽系には、名前が付いているものだけでも100を超える衛星が存在する。我々に最も馴染み深い衛星といえば地球の月だが、月のように大部分が岩石のみから成る衛星は、太陽系全体からすればむしろ異端な存在である。ほとんどの衛星は表層に大量の水を纏った氷衛星として存在し、巨大ガス惑星に従っている。氷衛星に関する研究は1980年頃のVoyager探査機による調査に端を発し、氷衛星には様々な大きさのものがあることや、外見が地球の月とはかなり異なっていることなどから大きな注目を集めた。10年ほど前から個別の惑星-衛星系を長期間周回し精査する計画(Galileo, Cassini-Huygens)が次々に実行され、我々が持つ氷衛星の知見は近年飛躍的に向上している。

月や火星に比べ氷衛星に関して得られた情報量は少なく、大部分は表面の画像に限られているが、その表面の多様性によって氷衛星は太陽系でのユニークな存在として注目されている。特に、多くの氷衛星に地殻変動の痕跡が見つかったことは衝撃的だった。それまで冷たく静かに佇むだけと思われていた氷衛星だったが、実は意外に活動的なものもあることが探査を通して分かってきたのである。このような活動を引き起こすのは文字通り氷衛星を特徴づけるH<sub>2</sub>O主体の水であり、その物質の特性が変動の駆動力になっている可能性がある。

本稿では、氷衛星における地殻変動の原因プロセス

に関するレビューを行い、表層部の地殻変動の発生が内部構造の進化と密接に関連しているという、我々が提案しているシナリオを紹介する。

## 2. 氷衛星の表層形態と内部構造

### 2.1 引っ張り亀裂

近接探査が明らかにした多くの変動地形は、実に様々な氷衛星で見ることができる。木星の衛星Europaの帯状亀裂(図1)やGanymedeの溝地形が代表例であり、他にも土星の衛星Enceladusに見られる同様の亀裂構造や、Tethysの周径の3/4に及ぶ巨大地溝帯など、具体例は枚挙に暇がない。注目すべき重要な点は、これらの衛星間に共通して見られる地形的特徴である“引っ張り亀裂(tensional fracture)”である。図1は、氷衛星の中で最も高解像度の画像が得られており、かつ極めて多くの地殻変動の痕跡が残っている衛星Europaの画像である。表面が割れて内

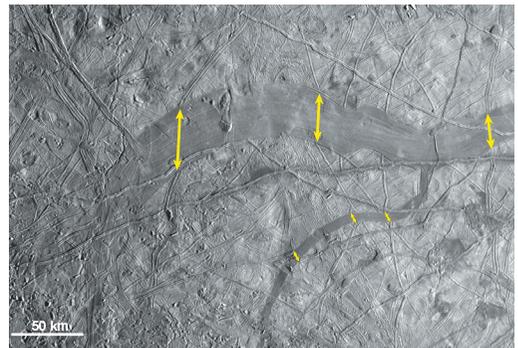


図1：エウロパ表面の亀裂。中央に走る帯が表面を開裂させ、間を暗い物質が埋めている。202×335 km (Tuftsら[1]を一部改変)。

1. 東京大学地震研究所

部の物質（不純物を含む比較的暖かい氷）が間隙を埋めたものと考えられており、類似の地形が表面全体に広がっている。より細い筋のような地形も多くあるが、いずれも基本的に表面に発生した引っ張り応力に伴う亀裂だと考えられている [2, 3]。天王星の衛星 Ariel (図2) ほか様々な衛星で見られる地溝帯や峡谷に対して同様の解釈がなされており [4, 5, 6]、このような変動地形は衛星のサイズや母惑星の違いに関わらず、幅広く存在している。地形学的には、衛星によって地形の幅や長さなどに違いは見られるものの、氷から成る地殻が引っ張りの応力を受けて変形したという点では同様の特徴を持っている。すなわち、引っ張り亀裂が氷衛星の地殻変動における共通のキーワードとなる。

加えて重要なのは、いずれの衛星に見られる引っ張り亀裂も多少の表面拡大を伴っているという点である。そのような広がりを補償するような沈み込み領域や、圧縮力に起因するような地形はほとんど確認されていない [7] ことから、衛星は地殻変動を受けた際に体積の増加を伴ったことが示唆され、具体的な要因を議論する際の重要な制約となる。

## 2.2 衛星の内部構造

氷衛星の内部構造はどのようにになっているのだろうか。氷衛星は慣性率さえ分かっているものがほとんどであるため、ここでは平均密度を用いた最も簡単な議論を行う。全ての氷衛星はH<sub>2</sub>Oの氷（密度930



図2：天王星の衛星アリエルに見られる地溝帯。解像度は3km/pixel.

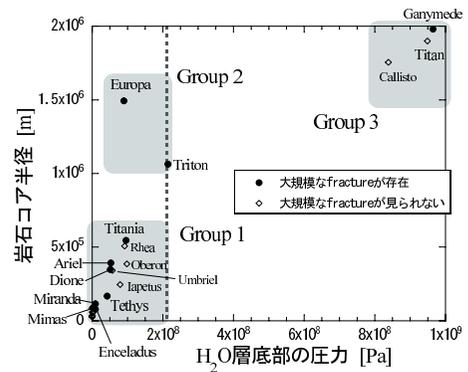


図3：衛星半径50km以上の氷衛星における、H<sub>2</sub>O層の圧力範囲と岩石コアサイズの関係。点線はH<sub>2</sub>Oのice Ih-ice III-液体の三重点圧力を示す。

kg/m<sup>3</sup>)と岩石（密度3300 kg/m<sup>3</sup>)の2成分から構成され、両者は完全に分化していると仮定すると、衛星の平均密度と半径から両成分の体積比を見積もることができる。図3は、氷衛星のうち平均密度が分かっている半径50 km以上の26衛星を取り出し、岩石コアの半径とH<sub>2</sub>O層の底部の圧力との関係を示したものである。前者は岩石中に含まれるU, Th, Kといった長寿命放射性核種の量と見なせるので、その核種崩壊による熱源量の指標と見なせる。また後者は、H<sub>2</sub>O層底部の圧力がice Ih-ice III-液体の三重点圧力を上回る衛星では、ice Ihで構成される氷地殻に加えて高圧相の水から成るマントルも出現することから、衛星内部に現れる氷の相に対する指標として解釈できる。これによると、氷衛星は3つのグループに明確に分類できることが分かる；衛星のサイズも放射性熱源量も小さく、H<sub>2</sub>O層の圧力範囲がice Ih-ice III-液体の三重点圧力を越えないグループ1、次に中程度の衛星サイズを持ち比較的大きな放射性熱源量を持つグループ2、そして衛星のサイズが大きくH<sub>2</sub>O層の圧力範囲が高圧相に及ぶグループ3である。

ここに表面における大規模なfractureの有無を重ねると、それぞれのグループに変動地形を持つ衛星が存在していることが分かる。ここでの大規模なfractureとは、衛星の全球画像においてその存在が確認できるスケールの大構造とした。とはいえ、十分

な解像度で全球が撮影された衛星は限られているため、構造は存在するがまだ見つかっていないという可能性は残されている。なおTitanは表面の地形情報がまだ少ないためにfractureは無いとし、冥王星の衛星Charonは外見上のデータが皆無に等しいので除外した。

### 3. 氷地殻応力の発生要因

#### 3.1 様々な応力源

次に、氷衛星の表面に変動をもたらす応力源についてまとめる。これまで多くの研究者によって議論がなされ、様々なモデルが提唱されてきた。その主なプロセスとは、内部分化、熱応力、地殻内対流、潮汐変形、そして地殻の成長（液体の固化）である。

内部分化：衛星半径が500 km を越える程度の氷衛星では、集積後早い段階でH<sub>2</sub>Oと岩石などの成分とが分離すると考えられている [8]。その際に中心部の高密度な固体H<sub>2</sub>O氷が表層へと移動してより低密度の相へと変化し、衛星全体としては体積が増加して大規模なfractureが作られる [9]。内部分化は比較的古い時代に発生する現象と考えられるため、クレータが多く非常に古い年代を持った表面にfractureが混在するような衛星（主にグループ1）において、主要な応力源になったと考えられる。

熱応力：分化を受けなかった小サイズの氷衛星において、集積直後の急激な温度上昇が岩石や水の熱膨張を生み、表面に大きな引っ張り応力を生み出したと考えるプロセスである [10]。グループ1の衛星のうち衛星半径が特に小さいものは、分化が十分に達成されない可能性がある。もし未分化だったり分化度が低い場合には、この現象が候補として考えられる。分化がある程度達成された場合は、温度変化に対する体積変化よりも、後述する相変化の方が大きく寄与するため、この現象の影響は非常に小さくなる。

ただし以上の2つのプロセスは衛星史の初期に限定されるため、表面年齢がそれほど古くない衛星の変動

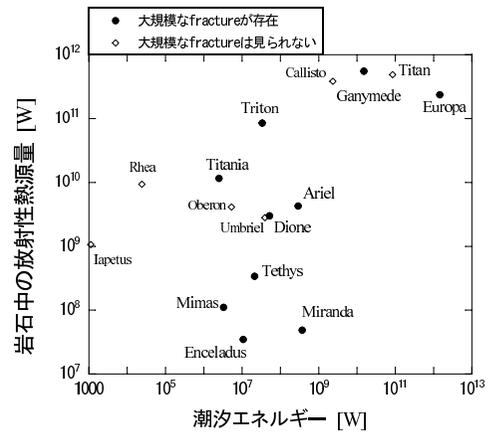


図4：衛星に働く潮汐エネルギーと岩石中の放射性核種変換エネルギーの比較。

地形までは説明しきれない。そこで考えられたのが、地殻内対流と潮汐変形である。

地殻内対流：厚さ数十km以上の氷地殻は対流不安定を起し、固相対流が発生する。対流の上昇流付近では、プレート拡大軸を伴う背弧海盆のように表面に引っ張り応力が生じ、表面の拡張が発生する可能性がある。地殻変動を起こすためには、生じた応力が氷地殻の力学的強度を上回る必要があり、それは実験によって概ね1～10 MPa とされている[11]。応力の定量的な見積もりは、Ganymede [12]やEuropa [13, 14, 15]の氷地殻に対して行われているが、いずれにおいてもその強さは最大で0.1 MPa 程度と評価されている。これだけでは氷の強度に足りないという問題が残る。

潮汐応力：衛星が特定の軌道要素を持つ場合、母惑星との重力相互作用によって氷地殻が周期的変形を受ける。潮汐応力の大きさは地殻厚さなど衛星の内部構造にも依存するが、先にも述べたように大部分の氷衛星ではそれに関する情報が得られていないため、第一近似的には衛星全体が受ける潮汐エネルギーを比較することでこの応力源の寄与を評価できる。そこで図4ではCassenら [16] によって導かれた潮汐エネルギーの評価式に基づき、現在の軌道要素を用いて計算した値を示した。衛星が持つ放射性核種崩壊エネルギーと比較すると、Europaを筆頭にMiranda, Enceladus な

どにおいて，潮汐エネルギーの寄与が大きいことが分かる．潮汐変形の具体的な評価は，慣性能率が分かっているEuropaに対してなされている [3]．Europaにおけるfractureの分布は，理論的に見出される潮汐応力の分布とある程度調和的な傾向も示しているため，かなり以前からその相関が議論されてきた．しかしその大きさは約0.1MPa程度とされており，やはり地殻強度に比べて不足している問題は解決できないことになる．加えて地殻内対流も潮汐変形も，地殻変動の鍵となる内部の体積変化とは直接の関係がない．このため，さらに別の応力発生プロセスが寄与していることを考えなければならない．

### 3.2 地殻の成長

上記の問題を解決する可能性があるのが，ここで注目するH<sub>2</sub>O層の相変化（状態変化）である．液体の水から固体氷が生成される時その体積は大きく変化し，特に氷地殻を構成する氷Ihへと相変化する場合には約10%の膨張が生じる．集積直後にH<sub>2</sub>Oが分化し液体層に覆われた衛星（グループ1の一部およびグループ2, 3）では，その後の冷却と共に氷地殻が成長していき，その際に生じる大きな体積変化によって表面に応力が発生した，というシナリオが考えられる．衛星史初期に起こる内部分化と異なり，地殻の成長は衛星の冷却のタイムスケールに律速された比較的長いタイムスパンを持つ．図5に，各グループの水衛星がたどるH<sub>2</sub>O層の構造進化（固化の進行）の代表例を示す．衛星誕生直後にH<sub>2</sub>Oと岩石成分とが分化し液体層が形成されるという初期状態を仮定し，その後の氷地殻の成長を模式的に示したものである [17, 18]．詳しい物理的説明はここでは省くが，グループ1（未分化のものを除く）は岩石量が非常に小さく熱源が少ないため，地殻は急成長し液体層は数億年で消滅する．グループ2は岩石量が大きく放射性核種壊変熱が有効に働き，地殻の成長はその発熱のタイムスケールでゆっくりと進行する．グループ3では，岩石コアの上に高圧氷の層が出現するために液体層への加熱が妨げられ，

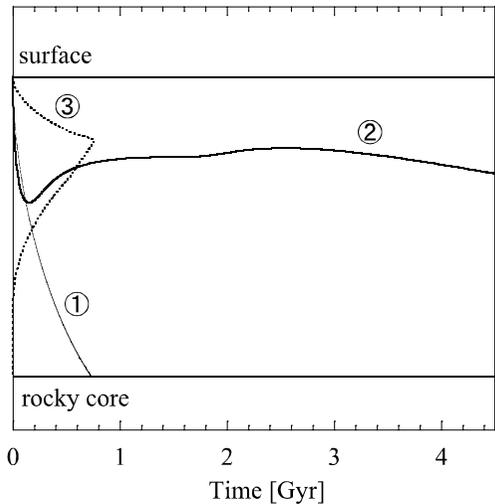


図5：氷地殻の成長を表した模式図．数字は図3のグループに対応しており，表面と岩石コアの位置を重ねてある．1は液体層が数億年で完全に固化，2は現在まで液体層が保持され地殻はゆっくり成長，3は地殻に加えて高圧氷層も出現するケース．Kimuraら[17]，山岸・栗田[18]を一部改変．

液体層は数億年で消滅する．この内部構造進化の道筋の違いは，表層部の地殻変動を引き起こす要因に大きな影響を与え，表面の構造の多様性を生む原因になっていると考えられる．

著者らはこの点に注目し，氷地殻の粘弾性体計算を行うことによって，表面に発生する応力を評価した．氷地殻の成長は，最初の分化過程で多少なりとも液体層が形成された衛星であれば必ず経験する現象である．加えて相変化は，温度変化による熱膨張に起因する体積変化よりも大きいいため地殻変動の原因として長い間重要視されてきたが，具体的な見積もりは行われてこなかった．そこで熱史シミュレーションに基づいて地殻の成長速度を見出し，表面応力の変化が定量的に見積もられた [17]．

図6は，エウロパのH<sub>2</sub>O・岩石比を仮定して地殻の成長速度を計算した結果である．熱源は岩石成分中の長寿命放射性核種，潮汐発熱を考え，液体H<sub>2</sub>O層，氷層および岩石層での対流熱輸送，伝導熱輸送を数値的に解くことによって得られたものである．エウロパは表面年齢が数億年と極めて若く [19]，内部分化などで

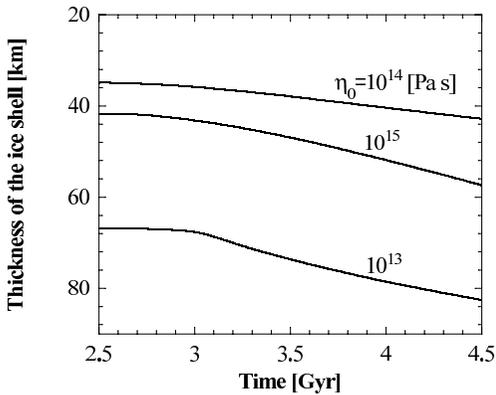


図6：エウロパのH<sub>2</sub>O-シリケート比を仮定した場合の、氷地殻の厚さ変化。η<sub>0</sub>は氷の融点粘性率。Kimuraら[17]を一部改変。

生じる初期の地殻変動の痕跡は現在に残されていないので、熱史の後半のみを取り出している。岩石中の放射性熱源が枯渇し始める約2.5 Gyr以降、氷地殻はゆっくりと成長を続けるステージへと入る。氷地殻の成長速度は、地殻の熱輸送効率すなわち地殻内対流の強さを大きく支配する氷の粘性率に依存するが、その値には不確実性があるためこの計算では氷の融点における粘性率を3通りに変化させている。氷地殻中の潮汐発熱の寄与などによって固化速度に多少の違いが見られるが、いずれにしても10 m/Myrという極めてゆっくりとした地殻成長速度になる。

この成長速度によって表面に生じる引っ張り応力の最大値を、表面の氷の粘性率に従って示したものが、図7である。単位時間あたりの地殻成長量とそれに伴う体積変化から内部に生じる過剰圧を計算し、固液境界面での圧力平衡に基づいて地殻応力の完全弾性解を求める。これに線形粘弾性問題との関係を保証する対応原理を適用することによって粘弾性体の解を導き、逐次的に地殻成長量を与えることで地殻応力場の時間発展を見出すことが出来る。表面での応力を見積もる場合にはそこでの粘性率が応力の定量評価に大きく影響を与えるため、ここではクレータの形状緩和の議論から示唆されている10<sup>25</sup> Pa s 付近の粘性率を考慮している。引っ張り応力に対する氷の強度が10<sup>6</sup> Pa程度

であることを考えると、どの固化曲線をたどる場合においても、表面ではそれに匹敵する応力が発生し、引っ張り亀裂の形成に重要な役割を果たすことが分かる。重要なのは、10 m/Myrという非常に小さな固化速度においても、応力源として大きな寄与を果たし得ると言う点である。ただしこのような固化速度では地殻変形の歪み速度が極めて小さいため、このプロセスが単独で引っ張り亀裂を形成する要因になるとは考えにくい。より歪み速度が大きい別の変形プロセス（潮汐変形など）が重ね合わさることで、実際の地形形成が起こると考えるべきである。これに関しては後述する。

H<sub>2</sub>O層の持つ圧力範囲が狭く氷Ihしか出現しない氷衛星（グループ1, 2）においては、特にこのプロセスが重要な応力源になる。グループ1の場合、氷地殻が急速に成長し分化後数億年で液体層を消滅させるため、図7に示したようなグループ2の衛星における応力よりも遥かに大きな値が発生し得る。分化したグループ1衛星では、分化そのものと、地殻の成長に伴う体積変化が、地殻変動の主因となるだろう。

一方グループ3のように高圧氷層も同時に出現する衛星では、このプロセスは全く逆の効果をもたらす。液体水から高圧氷への相変化は体積が減少する上、地殻よりも高圧氷層の成長量の方が大きいため、衛星全体の体積としては減少する方向に働く。結果として、

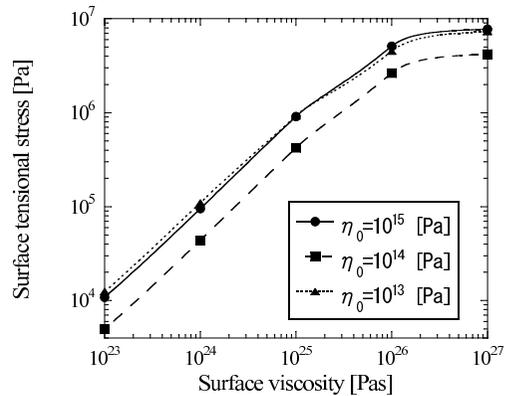


図7：エウロパ表面における引っ張り応力の最大値。横軸は表面において予想される氷の粘性率。η<sub>0</sub>は熱史計算の際に使用した氷の融点粘性率。Kimuraら[17]を一部改変。

液体層の固化に伴って表面には大きな圧縮応力がかかり、表面には圧縮力に伴う地形が形成され得る（圧縮力に対する氷の強度は $10^{7-8}$  Pa 程度）。しかし例えばグループ3の代表例であるGanymedeでは、圧縮力によって形成したと思われる地形は見つかっておらず、引っ張り応力によって形成したと思われる地形だけが確認されている。つまりグループ3の衛星における地殻変動には、現在見えている地形の形成に対して氷地殻の成長というプロセスは寄与しておらず、固化が完全に終了した後に起こった、何らかのイベントによって作り出された、ということになる。その原因に関しては、未だ大きな謎に包まれたままである。

## 4. 氷衛星の地殻変動様式

以上の議論から、氷衛星における地殻変動をまとめてみよう。氷衛星に見られる変動地形の多くは共通する地形的特徴を持つものの、その原因となるプロセスは内部構造によって明確に異なることが分かった。グループ1では分化度によって主体となる変動要因が異なる。分化度が高い場合は内部分化そのものによる体積変化や、氷地殻の急激な成長が地殻変動に大きく寄与し、一方で分化度が低い場合は温度変化に伴う熱応力が主要因となる。

グループ2の衛星は表面年齢が若いために、内部分化など集積直後に起こる変動が現状に残されていないと思われる。前節では地殻の成長が表面での変動に果たす重要性を強調したが、先にも述べたように地殻内対流や潮汐変形も地形の分布等と調和的な傾向を持っている点は無視できないし、歪み速度が小さい地殻成長による変形と応力だけで脆性破壊的な地形形成が生じるとは考えにくい。これらのことから、氷地殻の成長に伴って生じる応力は地殻内対流や潮汐変形によって発生する応力の不足分を補うベースアップの役割を担い、その上に潮汐変形等による応力が変動のトリガーとして重ね合わさって、実際の地殻変動を起こしていると考えるのが妥当であろう。潮汐応力を例にとり

詳しく説明すると、潮汐応力は衛星の公転周期に従って引っ張りと圧縮が繰り返される現象である。これに地殻成長による応力が上乘せされると、はじめは地殻変動に必要な応力は不足しているが、成長が進むと共に応力が蓄積されていき、潮汐変形による応力との合計値が氷の強度を超えたところで、変動が発生する。地形の形成と共に応力は急激に減少し、変動が停止すると再び応力の蓄積ステージに入る。グループ2の衛星における地殻変動は、このようなリズムを持って断続的に駆動されていると考えられ、そのために極めて若い表面年代を取ると考えられる。

最後にグループ3は、分化直後に液体層は生じるものの、その固化で生じる応力は現在見られる変動地形の成因にはならないらしい。過去の軌道状態を反映した潮汐力の影響が現状として残っているのか、もしくはまだ見出されていない変動要因があるはずである。

## 5. 課題と今後の探査計画への期待

ここまでの議論では、衛星間に共通する地形的特徴と原因プロセスに着目した。しかしもちろんこれだけで全ての氷衛星の地形的特徴やその違いを説明できるわけではなく、それぞれの衛星に固有の要因が加わって、細かな外見の多様性を作り出している。例えば、本稿では水を構成する物質として $H_2O$ のみを考えたが、土星系ではメタンやアンモニア、さらに外側の惑星系では窒素や一酸化炭素、二酸化炭素などの氷が存在すると考えられている。これらの物質は $H_2O$ の混合物として物性を大きく変え得る[例えば20]。特に融点が大きく低下するために、木星系と同様な温度においても内部の活動度は大きく異なる。今後得られるであろう詳細な画像をもとにした形態学上の議論などと照らし合わせることで、ここでの枠組みでは説明の付かない地形学的差異を“ものの違い”によって説明できるかもしれない。

Voyager, Galileoと続いた氷衛星の調査は、現在土星系を探査中のCassini-Huygens計画に受け継が

れている。これまで見てきたように、土星の衛星にも地殻変動の痕跡を残すものが多く存在し、Voyagerとは比べ物にならないほど高い解像度の画像が次々と提供されている。極めて小さなスケールの地形学的特徴も明らかになりつつあり、木星系の衛星との違いや共通点がより浮き彫りになるだろう。今後の探査における新たな発見という点で期待したいことのひとつは、圧縮力起源の地形の存在である。本稿では引っ張り亀裂に焦点を当て、内部の体積増加という視点でその要因を議論してきたが、それを補う地形がほとんど見つかっていない。内部の体積変化はほぼ全てが表面の拡大に反映されたのか、それとも多少の表面収束が行われているのかは不明のままである。さらに、Ganymedeに代表されるグループ3のように液体層の固化と共に圧縮応力が発生すると思われる衛星でも、それを起源とする地形が全く見つかっていないのは謎である。圧縮力起源の地形は引っ張り力起源の地形に比べて特定が難しいが、例えば水星に見られる衝上断層のような地形が見つかり、他の伸張性地形との層序が明らかになれば、体積変化の観点から内部でのイベントとその時系列に制約を与えられるかもしれない。

土星最大の衛星Titanは、Cassini-Huygens計画で最も多く近接探査が行われる衛星であり、木星系で唯一グループ3に属する。サイズやH<sub>2</sub>O-シリケート比がGanymedeと似ているので、内部構造やその進化も同様の傾向をとると考えられる。Cassini探査機本体やその子機であるHuygensプローブによる調査でも、今のところ圧縮性地形はおろか、伸張性の亀裂や地溝帯が存在する確証は得られていない。代わりに流水痕のような樹枝状模様が多く存在し、流体的な活動が活発に起こる表層環境を示唆している[21]。Titanでは、先に述べた物質の違いに起因する地殻変動が起こる可能性があるが、表層部の活発な流体活動によって覆い隠されてしまっている可能性が大きい。

Cassini-Huygens計画は今後3年は探査が続き、また2010年代には再び木星系の衛星をターゲットにした計画もある。氷衛星の探査は、衛星全体を概観す

る時代から、個々の天体に何度も接近して精査する時代へと移った。かつて表面の濃淡しか分からなかった衛星の情報は、地形の形態や分布を分析できるまでに向上している。今回、引っ張り亀裂というキーワードでまとめた氷衛星間の共通認識を土台に、数多くの衛星が持つ固有のシステムへの議論へと深めていきたい。

## 謝辞

本稿の執筆に対し、査読者である荒川政彦氏には的確かつ有意義なコメントを数多くいただきました。ここに深く感謝致します。

## 参考文献

- [1] Tufts, B. R. et al., 2000, *Icarus* 146, 75.
- [2] 木村淳・栗田敬, 2003, *遊星人* 12, 133.
- [3] Greenberg, R. et al., 1998, *Icarus* 135, 64.
- [4] Morrison, D. et al., 1986, in *Satellites*, 764, Univ. of Arizona Press.
- [5] Plescia, J. B., 1987, *Nature* 327, 201.
- [6] Smith, B. A., et al., 1989, *Science* 246, 1422.
- [7] Greenberg, R., 2004, *Icarus* 167, 313.
- [8] Consolmagno, G. J. and Lewis, J. S., 1978, *Icarus* 34, 280.
- [9] Squyres, S. W., 1980, *Geophys. Res. Lett.* 7, 593.
- [10] Hiller, J. and Squyres, S. W., 1991, *J. Geophys. Res.* 96, 15665.
- [11] Hobbs, S. V., 1974, *Ice Physics*, Oxford University Press.
- [12] Squyres, S. W. and Croft, 1986, in *Satellites*, 293, Univ. of Arizona Press.
- [13] McKinnon, W. B., 1998, in *Solar System Ices*, 525, Kluwer.
- [14] Tobie, G. et al., 2003, *J. Geophys. Res.* 108, doi:10.1029/2003JE002099.
- [15] Showman, A. P. and Han, L., 2004, *J. Geophys.*

Res. 109, doi:10.1029/2003JE002103.

[16] Cassen, P. et al., 1982, in *Satellites of Jupiter*,  
78, Univ. of Arizona Press.

[17] Kimura, J. et al., 2005, submitted to *EPS*.

[18] 山岸保子・栗田敬, 1999, *遊星人* 8, 23.

[19] Zahnle, K. L. et al., 2003, *Icarus* 163, 263.

[20] 山下靖幸, 1999, *遊星人* 8, 34.

[21] Tomasko, M. G. et al., 2005, *Nature* 438, 765.