

火山ガラス及びベントナイトの 長期変質挙動に関する調査研究(XI)

(動力炉核燃料開発事業団 研究内容報告書)

技 術 資 料		
開示区分	レポ ー ト No.	受 領 日
Σ	J1308 98-001	1998.8.27
この資料は技術管理室保存資料です 閲覧には技術資料閲覧票が必要です 動力炉・核燃料開発事業団 技術協力部技術管理室		

1998年2月

株式会社 ダイヤコンサルタント

この資料は、動燃事業団の開発業務を進めるため、特に限られた関係者だけに開示するものです。ついては、複製、転載、引用等を行わないよう、また第三者への開示又は内容漏洩がないよう管理して下さい。また、今回の開示目的以外のことに使用しないよう特に注意して下さい。

本資料についての問合せは下記に願います。

〒319-1194 茨城県那珂群東海村大字村松 4-33
動力炉・核燃料開発事業団
東海事業所
技術開発推進部・技術管理室

火山ガラス及びベントナイトの長期変質挙動に関する調査研究 (X I)

二口克人*, 桜本勇治**, 山浦昌之*, 政枝 宏*, 坂上麻子*, 橋本秀爾*

要 旨

高レベル放射性廃棄物の地層処分に係わるナチュラルアナログ研究の一環として、火山ガラス及びベントナイトの変質性状に関する調査を実施した。

火山ガラスについては、昨年度調査対象とした滋賀県堅田地域に分布する湖成層中の喜撰火山灰層を対象にして、火山ガラスの変質に関与した水について調査した。

火山ガラス採取位置周辺の河川水、露頭流下水を分析した結果、水質がCa-HCO₃型であり、粘土層からの抽出水（昨年度分析）に比べ0.2～0.3倍程度溶存成分の濃度が低いことがわかった。

ベントナイトについては、新潟県西頸城のモンモリロナイトを含む堆積岩について、貫入岩による熱変質に関する現地調査及び分析結果をもとに、貫入を受けた泥質岩の熱履歴について、数値解析を用いて復元を試みた。

その結果、10万年程度の間100℃以上の温度条件であった地点で、スメクタイトが安定であった可能性が示唆された。

本報告書は、株式会社ダイヤコンサルタントが動力炉核燃料開発事業団の委託により実施した研究成果である。

契約番号：090D0240

事業団担当部課室及び担当者：東海事業所環境技術開発部地層処分開発室（石川博久）

*：株式会社ダイヤコンサルタント 東京事業本部

**：株式会社ダイヤコンサルタント 技術企画部

Studies of Long Term Alteration of Volcanic Glass and Bentonite.

Katsuhito Futakuchi *, Yuji Sakuramoto **, Masayuki Yamaura*
Hiroshi Masaeda *, Asako Sakaue *, Shuji Hashimoto *

ABSTRACT

The alteration characteristics of volcanic glass and bentonite are investigated as a part of the natural analogue study of geological disposal of high-level radioactive waste.

For the study of volcanic glass, volcanic ashes are collected at Katada area (Kisen ash) in Shiga Prefecture which ejected at late Pleistocene to examine the hydration in freshwater environment.

Optical analyses of volcanic ashes indicate that Azuki ash and Kisen ash were wholly hydrated and superhydration were occurred. Water chemistry of rainwater, stream water, and running water on outcrop were unsaturated for amorphous silica, but that of pore water were saturated for amorphous silica.

For the study of bentonite, marine argillaceous rocks in Nishikubiki area, Niigata Prefecture have been studied to determine the thermal history of this area.

In order to estimate for thermal condition of illitization, several models for two-dimensional analysis of heat conduction were formulated.

Those analysis indicate that montmorillonite did not alter in the period of 0.1 Ma. at least under the temperature above 100 °C.

This work performed by Dia Consultants Co. Ltd. under contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation
PNC Liaison: Geological Isolation Technology section, Tokai Works (Hirohisa Ishikawa)
* :Dia Consultants Department of Energy Projects
** :Dia Consultants Technical Division

目 次

I. 火山ガラス編

1. 調査目的及び調査対象	1
2. 調査地域の概要	2
2.1 地形	2
2.2 地質	3
3. 分析・試験	5
3.1 試 料	5
3.2 方 法	8
3.3 試料の埋没史	9
3.4 水質分析結果	10
4. 考 察	11
参考文献	12

II. ベントナイト編

1. 調査目的	14
2. 調査地域の概要	14
2.1 新潟県西頸城の地形	14
2.2 新潟県西頸城の地質	16
3. 熱解析	20
3.1 熱伝導解析コードの信頼性の検証	20
3.1.1 解析モデル	20
3.1.2 境界条件	20
3.1.3 入力物性値	20
3.1.4 解析結果	20
3.2 西頸城地域の熱伝導解析	27
3.2.1 解析モデル	27
3.2.2 境界条件	27
3.2.3 入力物性値	30
3.2.4 解析結果	30
4. 考 察	42
4.1 新潟県西頸城	42
4.1.1 変質帯	42
4.1.2 年代	44
4.1.3 熱解析との比較・検討	48
5. 問題点と今後の課題	52
参考文献	53

表 目 次

I. 火山ガラス編

表 3-1 水質分析項目及び分析方法	8
表 3-2 喜撰火山灰層採取地の天水、河川水等の水質分析結果	10

II. ベントナイト編

表 2-1 能生地域におけるの第三系の粘土、沸石鉱物（佐藤，渡辺，1989）	18
表 3-1 入力物性値	24
表 3-2 FINAS との解析結果の比較表	26
表 3-3 境界条件一覧表	29
表 3-4 入力物性値	31
表 3-5 解析結果一覧表	38

図 目 次

I. 火山ガラス編

図2-1 堅田丘陵付近の地形図	2
図2-2 堅田丘陵付近の地質図	4
図3-1 喜撰火山灰層の試料採取位置図	6
図3-2 喜撰火山灰層の試料採取地点の柱状図	7
図3-3 水質分析結果のヘキサダイアグラム	10

II. ベントナイト編

図2-1 新潟県西頸城地域調査位置図	15
図2-2 西頸城地域地質図	17
図3-1 村上地域の解析モデル図	21
図3-2 貫入岩の冷却ステップ	22
図3-3 境界条件説明図	23
図3-4 各評価点での冷却曲線	25
図3-5 西頸城地域の解析モデル	28
図3-6 貫入岩の冷却ステップ	31
図3-7 西頸城地域の熱解析の流れ図	33
図3-8(1) 各評価点での冷却曲線(1)	34
図3-8(2) 各評価点での冷却曲線(2)	35
図3-8(3) 各評価点での冷却曲線(3)	36
図3-8(4) 各評価点での冷却曲線(4)	37
図3-9 本邦の油田地域での古地温と鉱物転換	39
図4-1 変質帯と鉱物組合せ	43
図4-2 新潟県西頸城地域のひん岩の冷却史	47
図4-3 熱アニーリング実験結果のアーレニウスプロット	49
図4-4 琵琶湖湖底の堆積物の深度と一軸圧縮強度との関係	51

I. 火山ガラス編

1. 調査目的及び調査対象

圧縮ベントナイト中の廃棄物ガラスの長期変質挙動に関するナチュラルアナログ研究として、これまでに南房総鴨川地域に分布する泥質岩中の火山ガラス(08)の変質状態ならびに変質環境条件の調査を実施してきた。その結果、以下のことが明らかとなっている。

(1) 氷／ガラス単純系のナチュラルアナログである富士宝永スコリアの火山ガラスに観察されたような表面変質層が、泥質岩中の火山ガラスの表面に観察されない。

(2) 房総半島茂原地域のガス井から採取した、泥質岩中の火山ガラスの変質に関与したと考えられる地下水の SiO_2 濃度は60～80ppm であり、 SiO_2 ガラスに平衡とみなせる。

一方、動燃事業団が圧縮ベントナイト中の廃棄物ガラスの変質メカニズムに関する基礎的情報を取得するために実施した、非晶質シリカ飽和溶液中での模擬廃棄物ガラスの浸出試験によって、非晶質シリカ飽和溶液中でのガラスの変質メカニズムは水和反応であることが確認されている(三ツ井ほか, 1996)。このことから、 SiO_2 ガラスに平衡な地下水と接触していた泥質岩中の火山ガラスも実際には水和変質を被っている可能性が考えられる。これを明らかにすることにより、 SiO_2 に富む地下水が存在する条件であれば、圧縮ベントナイト中の廃棄物ガラスが長期的には水和反応によって変質すると考えることができる。

以上のようなことから、圧縮ベントナイト中の廃棄物ガラスの変質メカニズムとしての水和反応の長期的な妥当性を確認するために、泥質岩中の火山ガラスが実際に水和変質を被っているか否かについて昨年度検討した。その結果、間隙水の SiO_2 濃度は SiO_2 ガラスに対し飽和とみなされること、火山ガラスの水和変質が十分に進んでいることを確認した。

今年度は、これらの結果を受けて、喜撰火山灰層の変質に関与した水について、調査・検討を行うものとした。

2. 調査地域の概要

2.1 地形

調査地付近の地形の概要を図2-1に示す。

堅田丘陵は、南北約14km、東西約5kmの紡錘形のような広がりをもっており、琵琶湖湖岸沿いで約120m、比叡、比良山地の麓で200～300m程度の標高を有している。本丘陵の東半分は、主として東側へ流下する喜撰川、和邇川等の河川群によって深く開析されている。一般に、河川の南側の谷壁は切り立っており、北側には段丘が発達する傾向にある。



図2-1 堅田丘陵付近の地形図

2.2 地質

調査地域及びその周辺の地質図を図2-2に示す。

堅田丘陵の基盤は丹波帯の丹波層群及び山陽帯の花崗岩類からなり、これらを不整合に被覆して、主として砂層とシルト・粘土互層からなる更新統の湖成層である古琵琶湖層群が広く分布している。堅田丘陵の古琵琶湖層群は堅田累層と呼ばれ、下位から虹ヶ丘粘土層、北浜砂層、喜撰粘土層、高城互層、比良園粘土層、栗原互層、佐川粘土層、そして竜華砂礫層（同時異相として山下互層）の8部層に区分されており、それぞれ整合に累重している。全層厚は380m以上とされている。

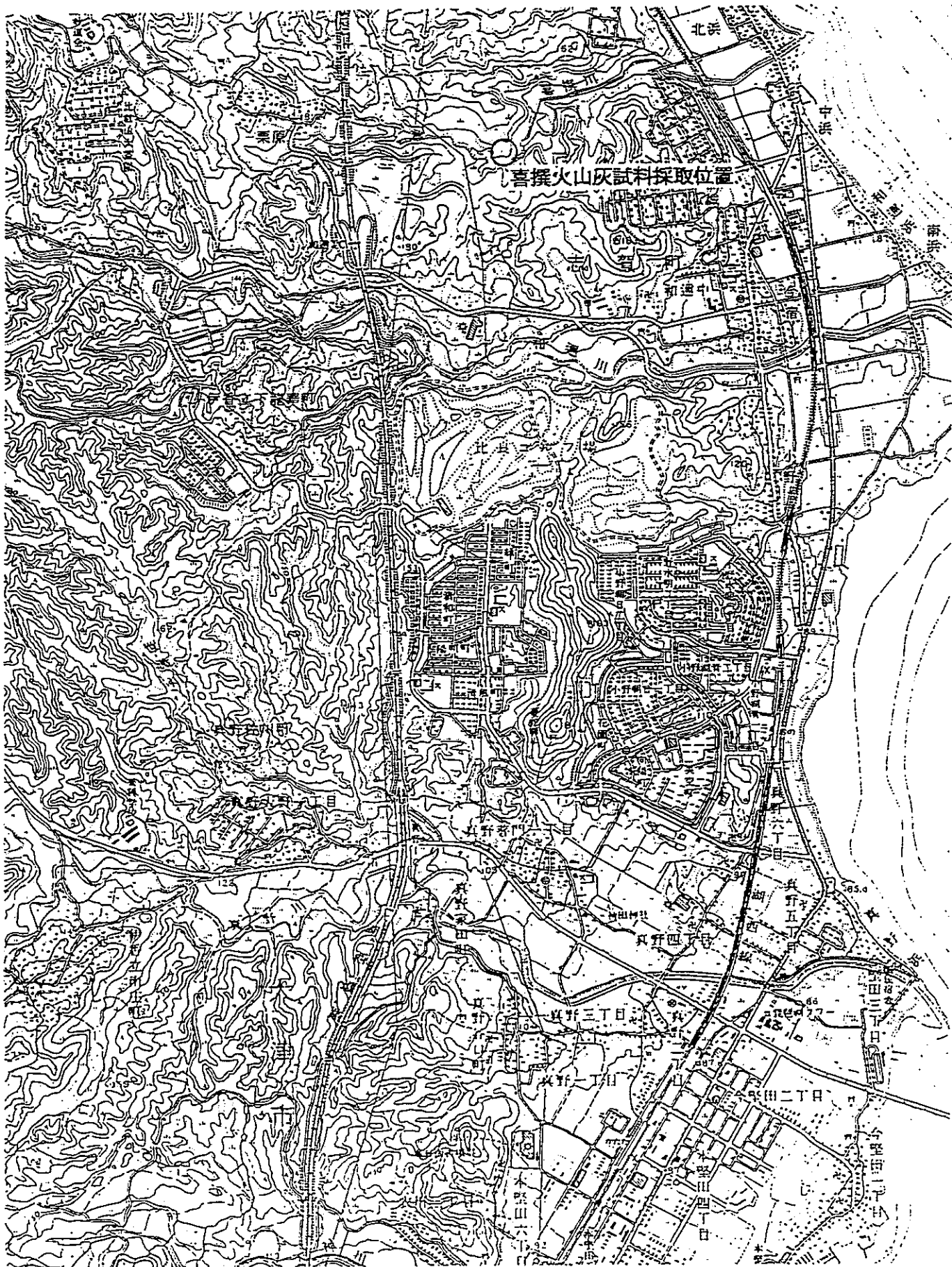
古琵琶湖層群は大阪層群との対比に関する研究が詳細に行われており、堅田丘陵の喜撰粘土層中の喜撰火山灰は、大阪層群のアズキ火山灰層に対比されることが、詳細な岩石学的検討から明らかにされている（例えば鎌田ほか，1994）。

3. 分析・試験

3.1 試料

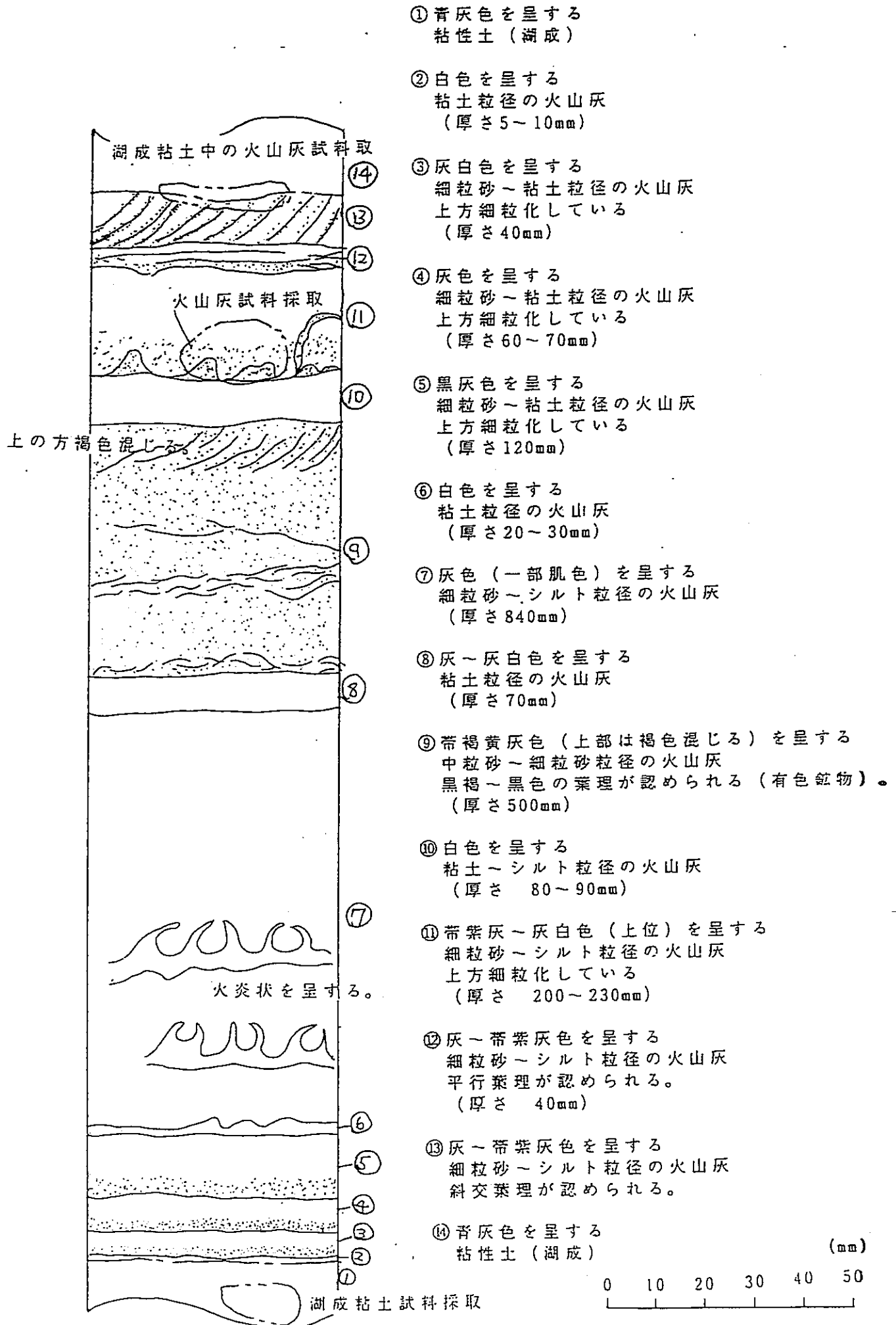
試料採取位置図を図3-1に示す。また、試料採取地点の地質柱状図を図3-2に示す。

試料水は、湖西線和邇駅の西方約1.2kmの喜撰川北岸の自然露頭付近から、天水及び河川水を採水するものとした。なお、本露頭面からは顕著な湧水は認められない。また本露頭近傍での井戸についても聞き取り調査を行ったが、発見できなかったので、本地域の地下水についての情報を得ることができなかった。ただし、後述する現地測定結果において、調査対象露頭を流下する水が、採水時の気温等を考慮しても、表流水とは判断できない性質を示したので、追加採水・分析の対象とした。



(1/25,000「堅田」)

図3-1 喜撰火山灰層の試料採取位置図



キセン火山灰試料採取地点 (S = 1 : 1 0)

図3-2 喜撰火山灰層の試料採取地点の柱状図

3.2 方 法

今年度天然ガラスの調査対象とした、堅田丘陵の喜撰火山灰の露頭において、環境水として、天水及び極近傍の河川水について水質分析を行った。また、参考のために、調査対象露頭の上部から露頭面に流下する水についても採水・分析を実施した。

分析項目及び分析方法を表3－1に示す。

表3－1 水質分析項目及び分析方法

分 析 項 目		分 析 方 法
記 号	名 称	
T	水温	標準水銀温度計
pH	水素イオン濃度	ガラス電極法
EC	電気伝導度	JIS K 0102 13
HCO ₃ ⁻	重炭酸イオン	滴定法：JIS K 0102 48.1
Na ⁺	ナトリウムイオン	フレイム光度法：JIS K 0102 48.1
K ⁺	カリウムイオン	フレイム光度法：JIS K 0102 49.1
Ca ²⁺	カルシウムイオン	フレイム原子吸光法：JIS K 0102 50.2
Mg ²⁺	マグネシウムイオン	フレイム原子吸光法：JIS K 0102 51.2
Cl ⁻	塩素イオン	イオンクロマト法：JIS K 0102 35.3
SO ₄ ²⁻	硫酸イオン	イオンクロマト法：JIS K 0102 41.3
SiO ₂	イオン状シリカ	吸光光度法：JIS K 0101 44.1

3.3 試料の埋没史

試料とした喜撰火山灰層は図2-2をみると、古琵琶湖層群の堅田粘土層の最下部に位置している。そして、図2-2に示したA-A'断面をみると、古琵琶湖層群が一連の堆積を終了した後、不整合に古期段丘堆積層が被覆しているが、この不整合面の形状は、下位の古琵琶湖層群の構造と調和的であり、さらに上位の新时期段丘堆積層は、これらの下位層の構造に斜交しており、現地形に比較的調和的である。したがって、喜撰火山灰層を含む地層は、古期段丘堆積層堆積後で、新时期段丘堆積層堆積前に変形を受けたことになる。そして、この変形後の新时期段丘堆積層の堆積前に、喜撰火山灰層の上位にあった約310mの古琵琶湖層群と層厚は明確ではないが古期段丘堆積層とか削剥を受けたことになる。

以上のように、喜撰火山灰層は堆積後変形を受けるまでに、少なくとも310mの上載層厚を有していたことになる。現在の平均気温（約15℃，理科年表）と現在の地温勾配（約2℃/100m，地学事典，1996）とから推定される温度履歴は、堆積後以降、約6.2℃は上昇し、その後の変形～削剥以降、ほぼ現在の平均気温に近い状態であったと考えられる。しかし、これらの期間の中において、氷期と間氷期とを繰り返しており、このような単純な履歴とは必ずしもなっていないと推定される。

3.4 水質分析結果

堅田丘陵の喜撰火山灰の露頭付近で採取した水試料の水質分析結果を表3-2に、それらの結果から作成したヘキサダイアグラムを図3-3に示す。

表3-2 喜撰各火山灰層採取地の天水、河川水等の水質分析結果

試料の種類	天 水		河川水		露頭流下水		間隙水	
採 取 日	1997, 12, 26		1997, 12, 26		1997, 12, 26		1996, 11, 27	
水温 (°C)	6.3		7.7		10.6		—	
pH	4.05		7.51		7.68		4.9	
	mg/ℓ	meq/ℓ	mg/ℓ	meq/ℓ	mg/ℓ	meq/ℓ	mg/ℓ	meq/ℓ
Na ⁺	0.29	0.01	3.8	0.17	1.36	0.06	0.90	0.04
K ⁺	1.64	0.04	6.35	0.16	1.61	0.04	0.98	0.03
Ca ²⁺	0.63	0.03	14	0.70	11.8	0.59	48.0	2.40
Mg ²⁺	0.1	0.01	1.61	0.13	1.52	0.13	7.4	0.61
陽イオン合計	—	0.09	—	1.16	—	0.82	—	* 3.90
HCO ₃ ⁻	3.97	0.07	42.1	0.69	37.2	0.61	26.1	0.43
SO ₄ ²⁻	0	0	11	0.23	4	0.08	150	3.12
Cl ⁻	1	0.03	6	0.17	4	0.11	11	0.31
陰イオン合計	—	0.10	—	1.09	—	0.80	—	3.86
SiO ₂	—	0.2	—	13.3	—	13.8	—	53.5

*: 陽イオン4成分の他にFe²⁺、Fe³⁺の分析値を含む。

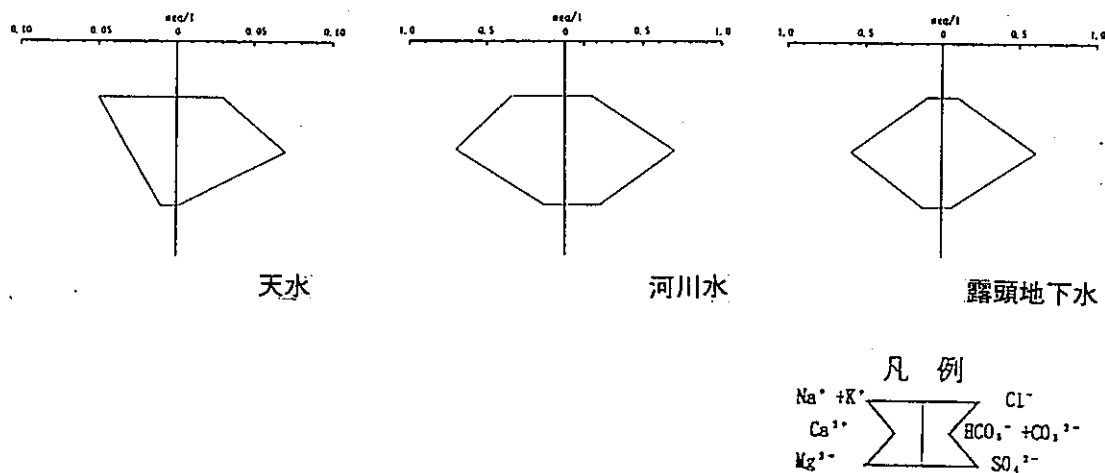


図3-3 水質分析結果のヘキサダイアグラム

4. 考 察

アズキ火山灰及び喜撰火山灰は、中部九州の今市火砕流（約 0.9Ma. , 鎌田ほか（1994））の給源である猪牟田カルデラから噴出した同一の火山灰として対比されている。しかし、アズキ火山灰は大阪層群の海成粘土層中に、喜撰火山灰は陸成層の古琵琶湖層群の粘土層中に挟在されており、両火山灰層は同一の起源を有しながらも海水と淡水という異なる初生環境水中に置かれていたという特徴を有している。

昨年度調査における火山ガラスに関する調査結果を以下に記述する。

山下、壇原（1995）によれば、アズキ火山灰層を含む大阪層群中のピンク火山灰（約 1Ma.）中の火山ガラスの水和は終了し、ガラス内の気泡内に水が充てんされるという superhydration が進行しているとされている。そこでアズキ火山灰層と喜撰火山灰層の火山ガラスを鏡下で観察したところ珪長質ガラス（無色）にはいずれの火山灰層においても気泡への水の充てんが確認されたが、有色ガラス（高い屈折率を有する）の方には 1 試料

（喜撰 1 No.3 試料薄片）のみ気泡への水の充てんが観察された。これらの結果は、ピンク火山灰層とフィッシュントラック年代が近い、アズキ火山灰層や喜撰火山灰層において、superhydration が進行していることを示唆する。また、ガラスの屈折率が加熱脱水によって系統的に小さくなっており、このことも水和が十分進行していたことを示すものと考えられた。また、両火山灰を採取した露頭での堆積ユニットに対応するような、給源での噴出ユニットが区分され、且つそれぞれの新鮮部での化学組成が明らかにされておれば、十分に水和の進行したこれらの火山ガラスのアルカリ等の溶出について検討可能であると考えられた。

次に、水質分析結果について考える。

昨年度の喜撰火山灰の直下の泥質岩から抽出した間隙水の水質分析結果においては、pH 4.9 の Ca-SO₄ 型で溶存成分量が 3.9 meq/ℓ の水質を呈していた。これに対して、今回の天水においては pH 4.1 の Na・K-HCO₃ 型で溶存成分量が 0.1 meq/ℓ 程度の水質を呈し、河川水においては pH 7.5 の Ca-HCO₃ 型で溶存成分量が 1.1 meq/ℓ 程度の水質を呈し、露頭流下水においては pH 7.7 の Ca-HCO₃ 型で溶存成分量が 0.8 meq/ℓ 程度の水質を呈している。

粘土層からの抽出水と今年度分析した水の水質の差異は、粘土層からの抽出水の水質が、天水、河川水と粘土層に含有される鉱物等との反応の平衡状態を反映しているものと考えられる。

参考文献

- 林 隆夫, 堅田丘陵の古琵琶湖層群: 地質学雑誌, v. 80, No.6, p. 261~276, (1974)
- 市原 実, 市川浩一郎, 山田直利, 岸和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅): 地質調査所, 148p., (1986)
- 日本の地質『近畿地方』編集委員会, 日本の地質6 近畿地方, 共立出版, p. 131~157, (1987)
- 鎌田浩毅他6名, 大阪層群アズキ火山灰および上総層群Ku6C火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比ー猪牟田カルデラから噴出した co-ignimbrite ashー: 地質学雑誌, v. 100, No.11, p. 848 ~866, (1994)
- 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会, 第四紀露頭集ー日本のテフラ: 日本第四紀学会, p. 266, (1996)
- 市原 実, 大阪層群: 創源社, 340p., (1993)
- 山下 透, 壇原 徹, 火山ガラスのhydration とsuperhydrationー日本の広域テフラについてー: フイッション・トラック ニュースレター, No.8, p. 41~46, (1995)
- 壇原 徹, 第四紀テフラの高精度フイッション・トラック (F T) 年代測定ージルコンとガラスを用いた測定法の確立に向けてー: 第四紀研究, v. 34, No.3, p. 221~237, (1995)

Ⅱ. ベントナイト編

1. 調査目的

人工バリアの一つであるベントナイトのイライト化の温度－時間条件についての情報を得るため、新潟県西頸城郡に分布するモンモリロナイトを含有する泥岩層についての調査を継続して、調査地の貫入現象に伴う堆積岩の熱履歴についての検討等を行ってきた。

今年度は、これらの知見をもとに、新潟県西頸城郡および村上の貫入を受けた泥質岩や凝灰岩の熱履歴を、数値解析によって復元することを試みた。

2. 調査地域の概要

2.1 新潟県西頸城の地形

調査地域及びその周辺の地形の概要を図2－1に示す。

本地域は、新潟県西頸城郡能生町南南西で、北陸本線能生駅の南南西約6kmに位置する。本地域の南部には標高1000mを越える起伏の大きい山地があり、それらを取り巻くように中～小起伏の山地が分布している。北部の名立付近及び北東部の高田平野西縁には丘陵地が分布し、その縁片部には小規模ながら洪積台地が分布している。調査地域内は平野の発達に乏しく、海浜部及び河川沿いに小規模に分布しているにすぎない。調査地における最高点は鉾ガ岳の1316mである。

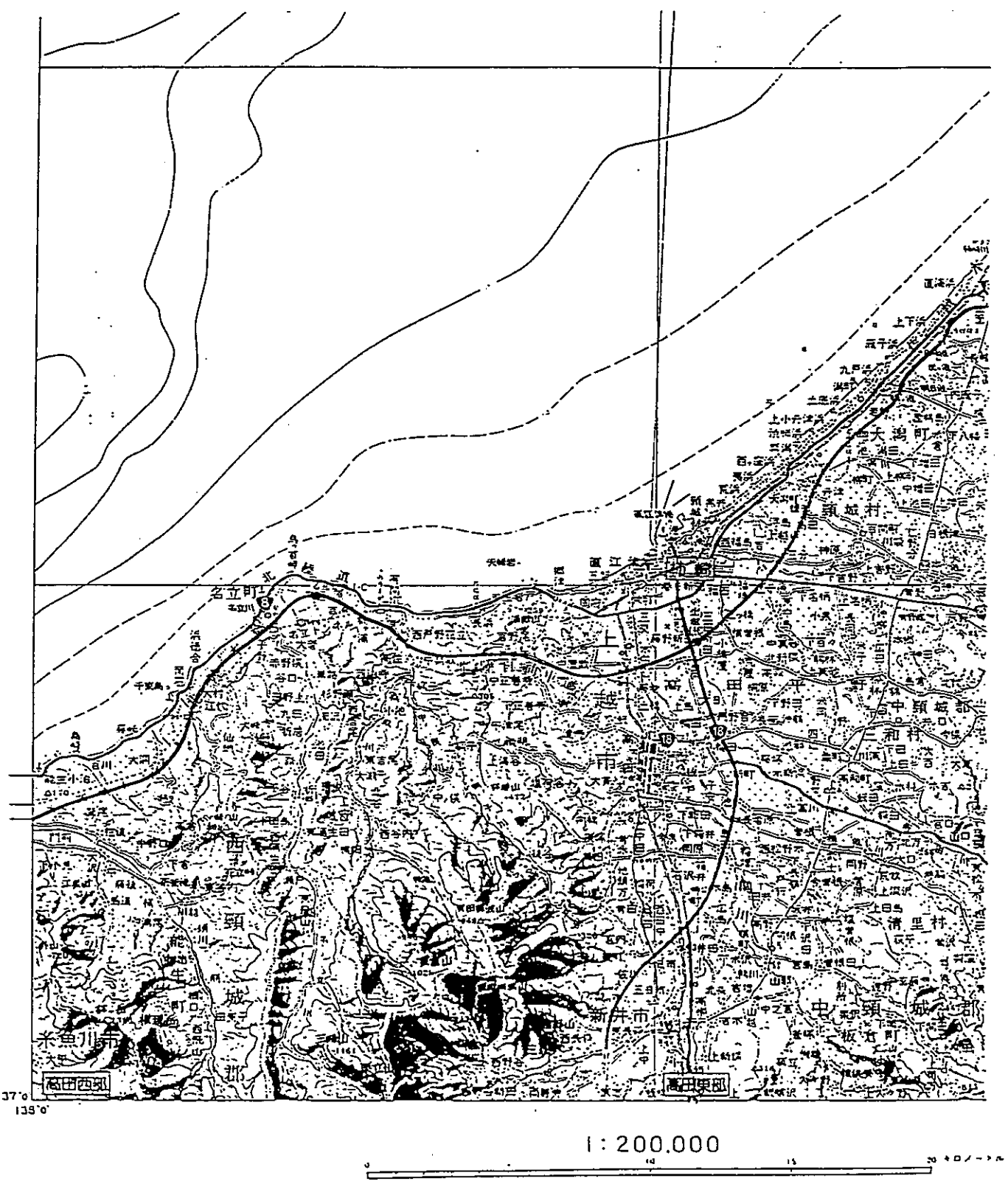


図2-1 新潟県西頸城地域調査位置図

2.2 新潟県西頸城の地質

調査地域の地質図を図2-2に示す。

調査地域は、いわゆるフォッサマグナの最北部に位置し、フリッシュ型互層を主体とする厚い新第三系が分布していることで知られている。西田ほか（1966）をもとに調査地域の主として新第三系の地質状況を以下に記述する。

この地域の層序は、新第三紀の久比岐層群、能生谷層、川詰層、名立層、谷浜層からなり、第四紀の段丘堆積層、焼山火山噴出物、沖積層等が分布している。

久比岐層群は新第三系の下半分を占める地層で、主に黒色頁岩と細粒砂岩からなり有律互層を形成している。また、スランピングが発達している。この久比岐層群の上位に、黒色泥岩によって特徴づけられる能生谷層が整合に累重している。能生谷層の上部は塊状の厚い泥岩からなるが、下部は砂岩との互層となっている。能生谷層を整合に被覆する川詰層は、凝灰質砂岩を主体として礫岩や泥岩を挟在している。川詰層を整合に被覆する名立層は、泥岩を主体とし、時に火砕岩を挟在する。これらを不整合に被覆する谷浜層は、礫岩や火砕岩を主体とし、泥岩を挟在する。

本地域の新第三紀層は、石英閃緑ひん岩－閃緑ひん岩を主とする岩体に所々で貫入あるいは進入されており、西頸城半深成岩類と呼ばれている。これらの貫入部の泥岩は微弱ながら変質しているとされている。これらの西頸城半深成岩類の貫入時期は、西田ほか（1966）や赤羽、加藤（1989）では能生谷層より新期の地層に貫入していないことから、能生谷層堆積後で川詰層堆積前と考えられている。一方、茅原ほか（1984）では、谷浜層の火砕岩がこれらの貫入岩類の噴出相であると考えており、この見解によれば、西頸城半深成岩類の貫入時期は谷浜層堆積時と考えられる。

渡辺、佐藤（1986）、佐藤、渡辺（1989）、佐藤ほか（1991）は、久比岐層群、能生谷層、川詰層の泥岩及び砂岩中の粘土鉱物や沸石を調査し、モンモリロナイトが能生谷層上部層以上に地層群にのみ認められ、それよりも下位の地層群にはイライト／モンモリロナイト混合層鉱物が認められること、そしてこの混合層鉱物のイライトの割合が下位ほど大きくなることを見だし、この粘土鉱物の変化は続成作用による一連のものであると結論づけている（表2-1参照）。

能生谷層から名立層までは、深海から浅海への堆積環境の変化を示している。名立層の堆積時期に後背山地の隆起部が陸化している。その上位にあつて傾斜不整合に被覆する谷浜層も浅海の堆積物であり、本層の分布域が現在の海岸付近に限られることなどが

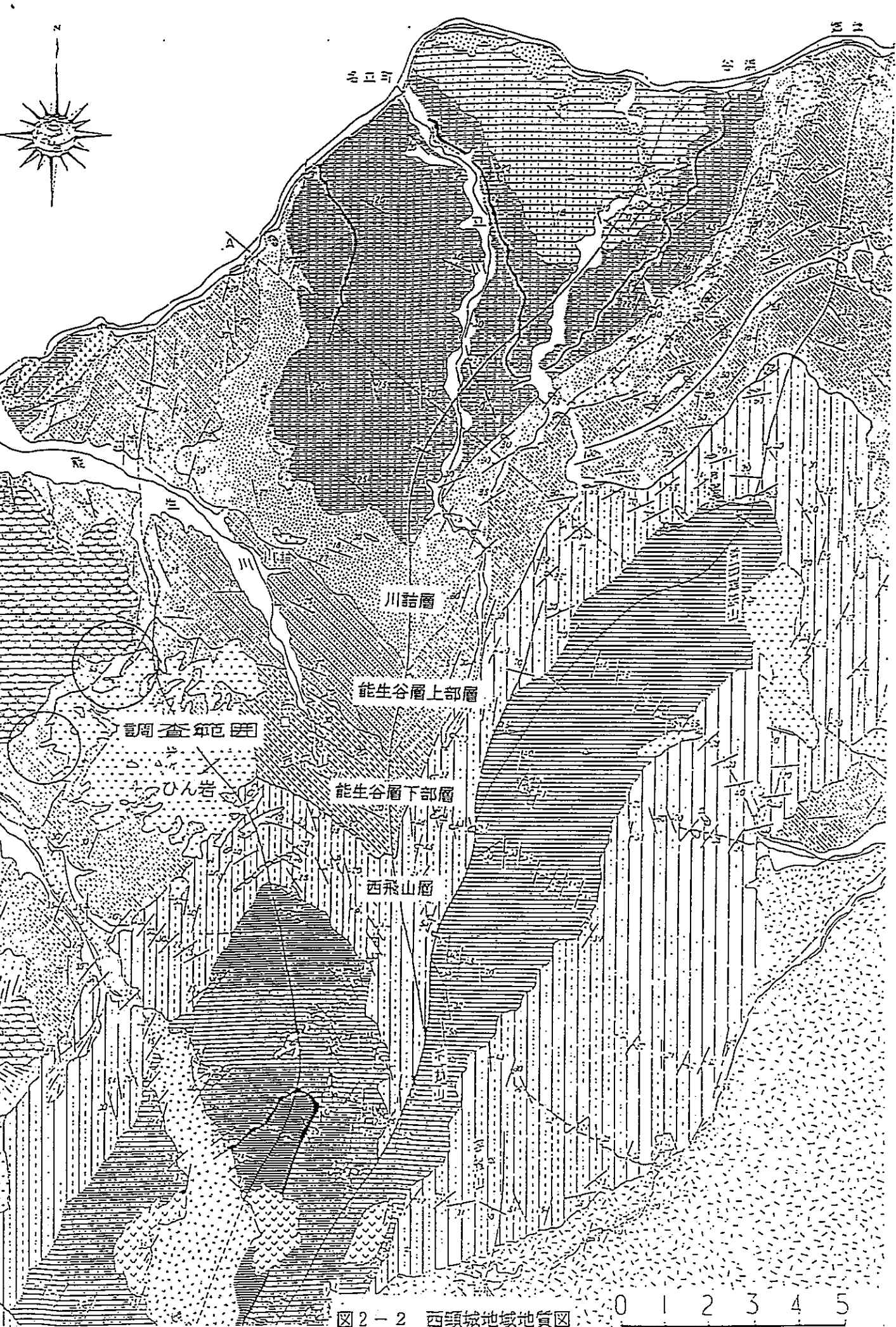


図2-2 西頸城地域地質図

表2-1 能生地域における第三系の粘土，沸石鉱物（佐藤，渡辺，1989）

Table . List of clay minerals and zeolite found from the Nō district

Formation	Sample No.	Mont.	I/S	Mi.	Ch.	Cp.	R.F.
KAWAZUME F.	85071802	Na/Ca				•	f.s.s.
	85071801	Na				•	f.s.s.
	85071806	Na				•	f.s.s.
NODANI F.	UPPER	85071809	Ca		•	•	f.s.s.
		85071814	Ca		•	•	b.s.
		85071817	Ca		•	•	b.s.
		85071822	Na/Ca				b.s.
		85072219	Ca		•	•	b.s.
		85072215	Ca		•	•	b.s.
		85072211	Ca		•	•	b.s.
		85072208	Ca		•	•	b.s.
		85073102		• 90%			b.s.
		85072206	Ca		•	•	b.s.
	LOWER	85072203	Na/Ca				b.s.
		85072815		• 90%	•	•	b.s.
		85072201		• 90%	•	•	b.s.
		85072813		• 90%	•	•	f.s.s.
		85072810		•	•	•	f.s.s.
		85072807		• 90%	•	•	b.s.
		85072801		• 90%	•	•	f.s.s.
		85073110		• 70%	•	•	f.s.s.
		85073115		• 70%	•	•	b.s.
		85073116		• 70%	•	•	b.s.
		85072401		• 60%	•	•	b.s.
NISHIHIYAMA F.		85072405		•	•	•	f.s.s.
		85072406		• 45%	•	•	b.s.
		85072408		• 50%	•	•	b.s.
		85072409		• 25%	•	•	b.s.
		85072410		•	•	•	b.s.
		85072411		•	•	•	b.s.
		85072415		•	•	•	b.s.
		85072417		• 15%	•	•	b.s.
		85072424		• 10%	•	•	b.s.
		85072431		• 5%	•	•	b.s.
		85072432		• 5%	•	•	b.s.

Mont.: Montmorillonite.

I/S: Illite/smectite interstratified mineral.

Mi.: Mica. Ch.: Chlorite. Cp.: Clinoptilolite.

R.F.: Rock facies. f.s.s.: fine sandstone.

b.s.: black shale

Value in I/S column showing percentage of smectite layers in I/S.

Na, Ca and Na/Ca in Mont. column showing interlayer cation.

ら、この時期には調査地付近は離水してしまっていると考えられる。

3. 熱解析

今回使用した解析コードは、矢川元基、宮崎則幸(1991)の「有限要素法による熱応力・クリープ・熱伝導解析(サイエンス社)」に掲載されているプログラムに一部改良を加えたものである。

3.1 熱伝導解析コードの信頼性の検証

本コードの実用性を検証するため、動燃事業団が計算コードFINASにより実施した新潟県村上地域の熱伝導解析を、本コードについて同じ条件の下で解析を行った。

3.1.1 解析モデル

図3-1に村上地域の解析モデル図を示す。これは、動燃事業団が使用したモデルとほぼ同様に再現した。また、解析評価点は図中に示しているB1(illite 100%)、B2(illite35-40%)、B5(illite0%)の3点とした。

3.1.2 境界条件

上端境界は大気接触の熱伝達境界(熱伝達係数 $h=1.314 \times 10^5$ 、雰囲気温度 $T=15^\circ\text{C}$)で設定した。側面境界については上端の温度を 15°C とし、地温勾配 $3^\circ\text{C}/100\text{m}$ で各深度毎に温度を規定した。下方境界については地温勾配 $3^\circ\text{C}/100\text{m}$ から 75°C で温度規定した。

貫入岩と被貫入岩との接触面は貫入岩の温度で規定した。貫入岩の温度については年代測定結果から推定される貫入岩の冷却曲線を使用した。本コードでは温度を時間関数で設定することができないため、図3-2に示すようにステップ状に冷却することに対応した。図3-3に境界条件の説明図を示す。

3.1.3 入力物性値

表3-1に入力物性値一覧表を示す。

3.1.4 解析結果

図3-4に各評価点での冷却曲線を、表3-2に本コードと動燃事業団のFINASによって得られた解析結果との比較表を示す。

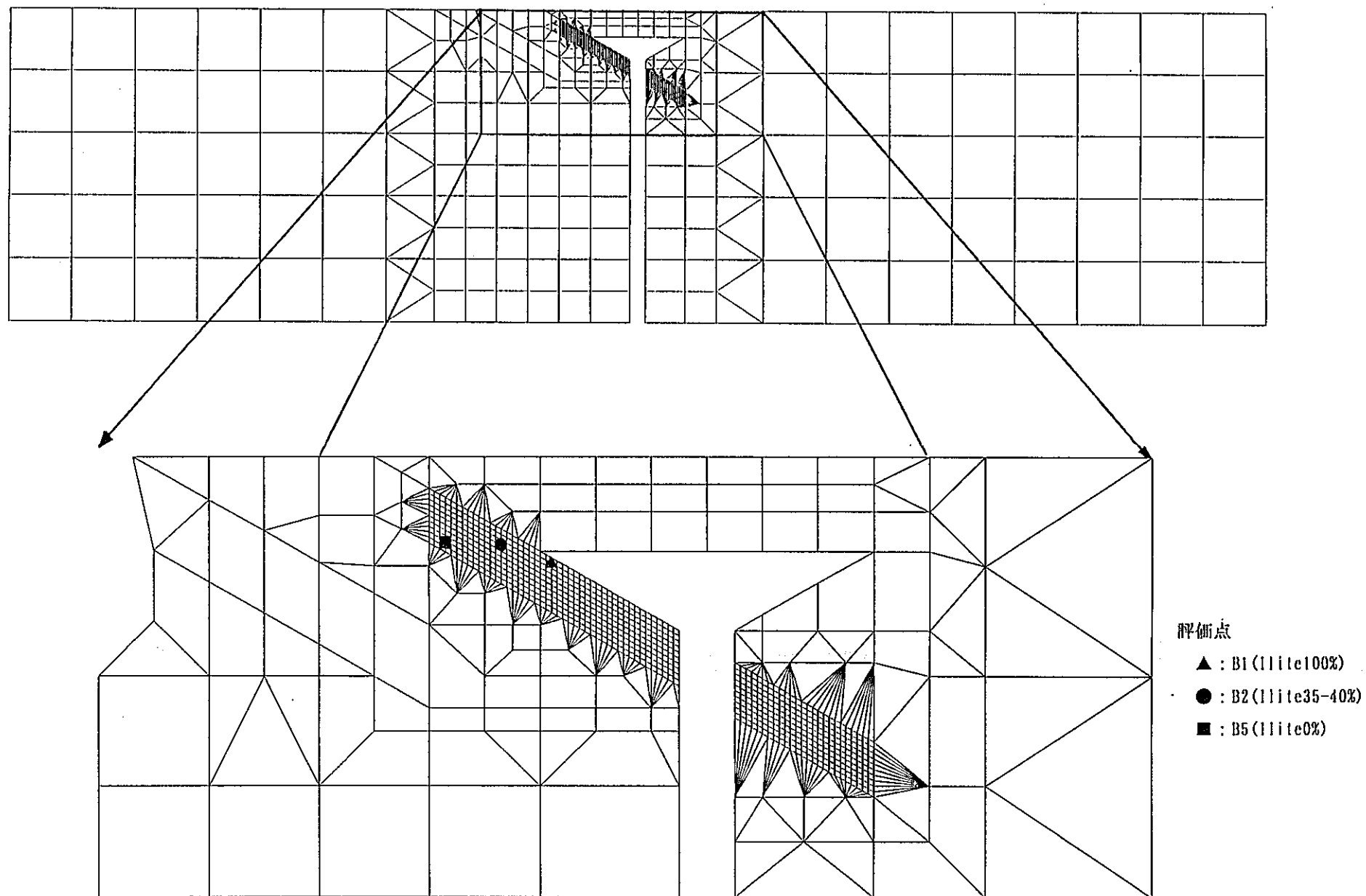


図3-1 村上地域の解析モデル図

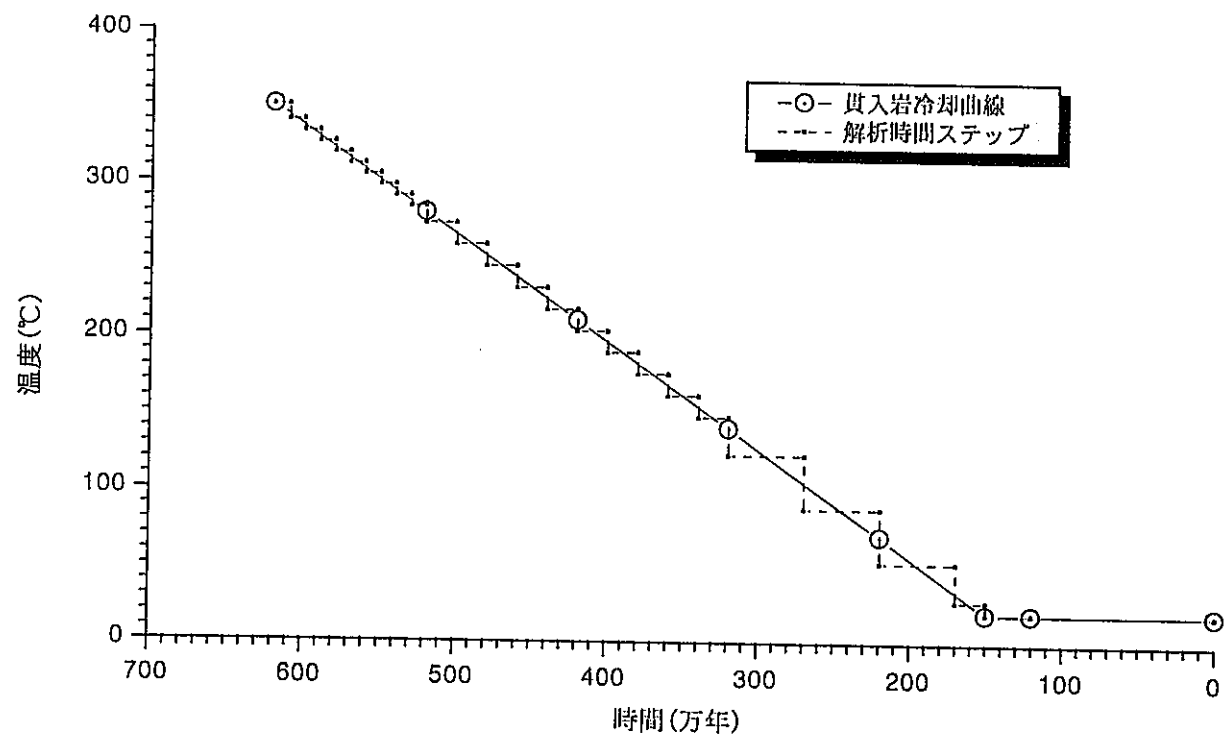
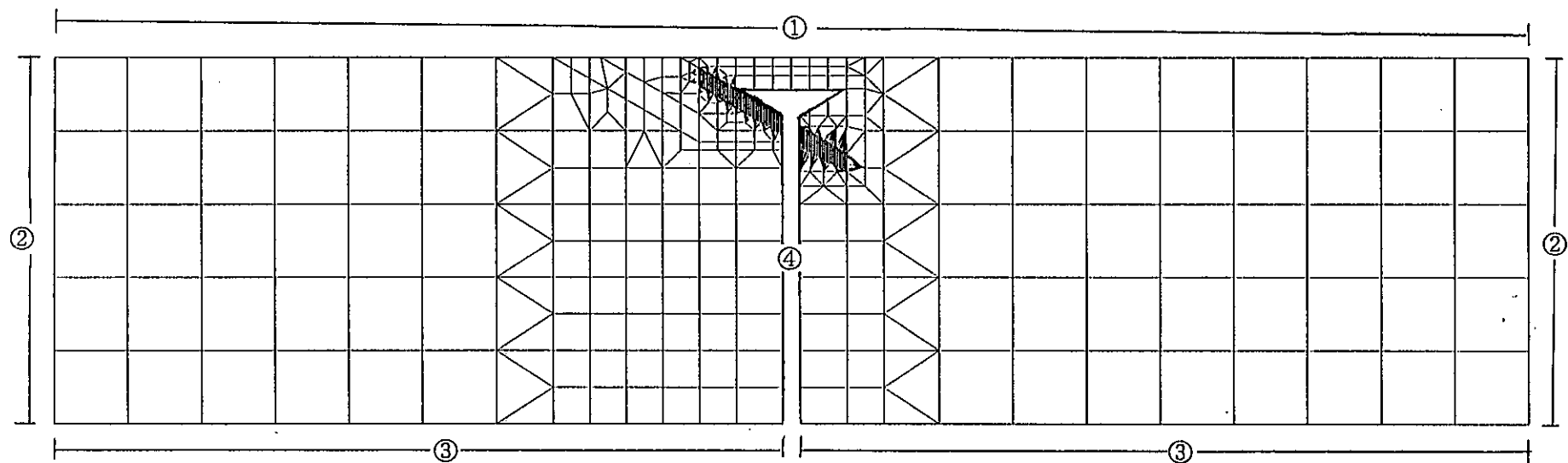


図3-2 貫入岩の冷却ステップ



・境界条件

①上端熱伝達境界

空中： $h=1.314 \times 10^5 (\text{kcal}/\text{m}^2 \cdot \text{yr} \cdot ^\circ\text{C})$

②側面温度規定境界

上端 15°C 、下端 75°C で規定

各深度毎に地温勾配 $=3^\circ\text{C}/100\text{m}$ で規定

③下端温度規定境界

75°C で規定

④貫入岩温度規定境界

6.2Ma時の温度を 350°C とし、以後 $-70^\circ\text{C}/\text{Ma}$ の勾配で冷却する。 20°C に達したら以後は一定とする。ただし、当方の熱解析プログラムでは温度を時間関数で表せないためステップ状に冷却した。

図3-3 境界条件説明図

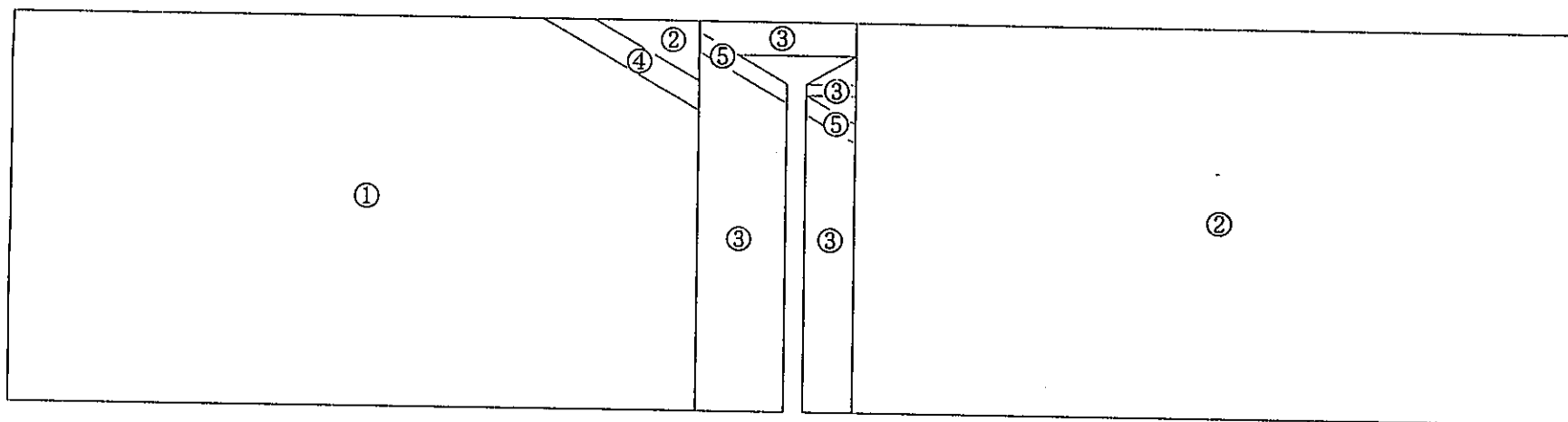


表 3-1 入力物性値

岩種	熱伝導率(kcal/m・yr・℃)	密度(kg/m³)	比熱(kcal/kg・℃)
①花崗岩	2.3564×10^4	2600	0.15
②安山岩	1.1125×10^4	2700	0.20
③流紋岩	1.0074×10^4	2600	0.15
④溶結凝灰岩	2.1024×10^4	2600	0.15
⑤凝灰岩	4.9932×10^3	1900	0.36

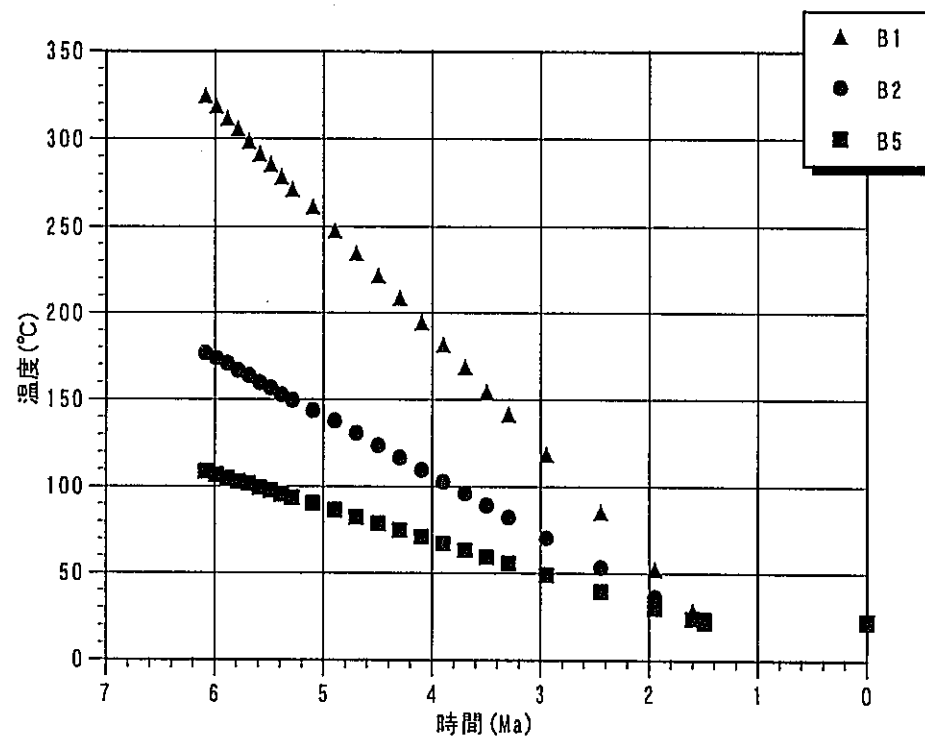


図3-4 各評価点での冷却曲線

表 3-2 FINAS との解析結果の比較表

表 解析結果比較表

ケース名	B1 (Illite100%)		B2 (Illite35-40%)		B5 (Illite0%)	
	6.2Ma時の温度(℃)	冷却速度(℃/Ma)	6.2Ma時の温度(℃)	冷却速度(℃/Ma)	6.2Ma時の温度(℃)	冷却速度(℃/Ma)
FINAS	339	67	175	33	104	19
当方プログラム	333 [†]	66	177 [†]	(2.27Ma) 34 (2.26Ma)	104 [†]	19

[†]350℃で1万年後(6.19Ma)の値
()内の数字は温度が100℃以上であった

表3-2を見ると、解析結果は本コードにおいてもほぼ同等なものが得られており、FINAS の代わりに本コードを使用しても差し支えないものと判断した。

3.2 西頸城地域の熱伝導解析

3.2.1 解析モデル

図3-5に解析モデル図を示す。モデル①では貫入岩（ひん岩）を幅4000m、高さ2300m でモデル化し、泥岩部の幅については現在の海までの距離に相当する7000m として左右対称にモデル化した。モデル②は貫入岩部分をモデル化せず、片側泥岩部のみモデル化したものである。モデル③は、モデル②における評価点までのメッシュを細分化したものである。また、深度方向については全モデルとも2300m とした。

解析結果の評価点は、西頸城地域において採取された試料の分析結果からS1(illite100%)、S2(illite75%)、S3(illite0%)の3点とし、それぞれの地点での変質帯の貫入面からの出現位置の距離（それぞれ80m、200m、370m）を用いるものとした。なお、モデル中での評価点の深度が2深度あるが、GL-1700mはひん岩貫入時までには試料採取層準から上位の積算層厚、GL-300m はひん岩の噴出相下限から試料採取相準までの層厚を意味している。

3.2.2 境界条件

表3-3に解析モデルの境界条件一覧表を示す。

(1) 上端熱伝達境界

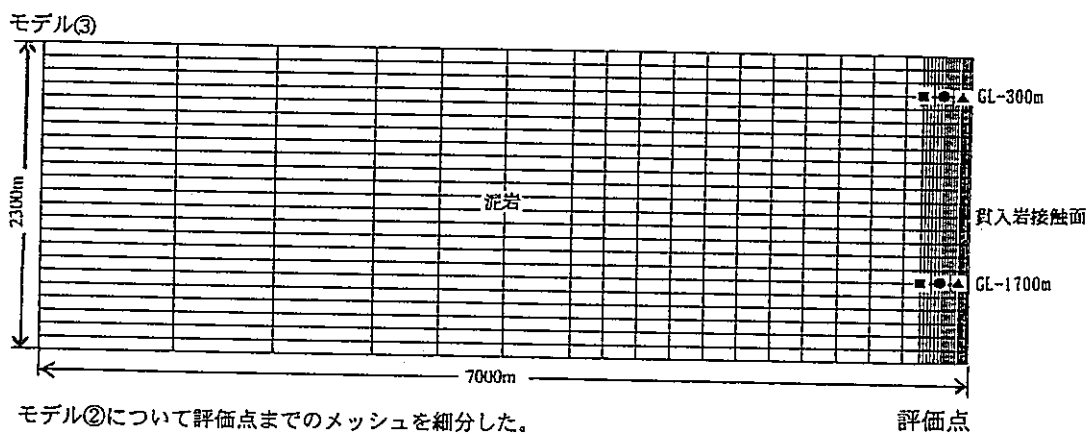
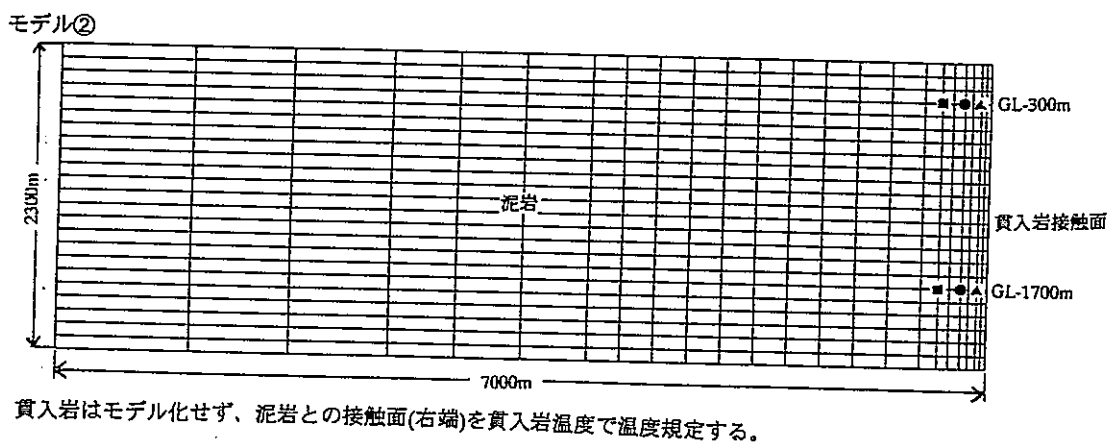
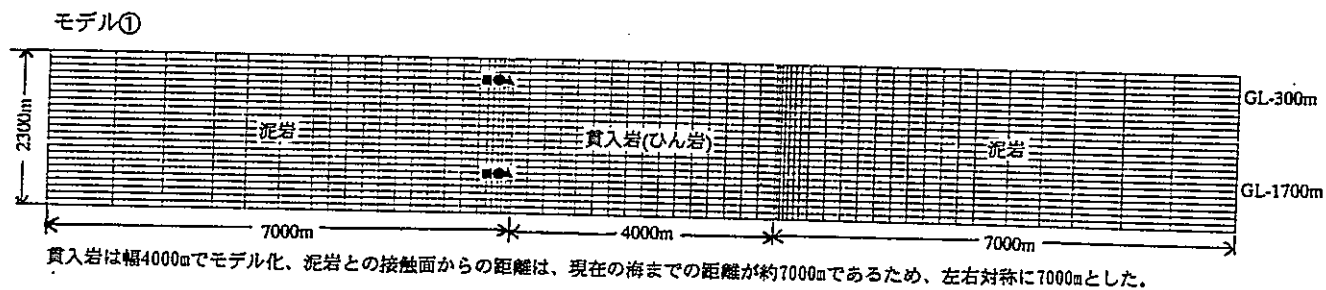
モデルの上端は大気または水（海水）と接触することを想定し、境界条件として熱伝達境界を設定しなければならない。本解析で用いたそれぞれの熱伝達係数を以下に示す。

大気接触（空中）： $h=1.314 \times 10^5 (\text{kcal/m}^2 \cdot \text{yr} \cdot ^\circ\text{C})$ 雰囲気温度 $T=15 (^\circ\text{C})$

海水接触（水中）： $h=87.67 (\text{kcal/m}^2 \cdot \text{yr} \cdot ^\circ\text{C})$ 雰囲気温度 $T=15 (^\circ\text{C})$

(2) 側面温度規定境界

側面温度規定境界は、上端温度を 15°C とし地温勾配 $3.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ で下端2300m まで規定した。この地温勾配の値は、能生川端で実施された層序試錘「西頸城」の孔底温度が 238°C （深度6005m）であったことを参考に求めた。また、モデル②とモデル③では、右側面温度規定境界を貫入岩の温度で規定した。



評価点

- ▲ : S1(illite100%)
- : S2(illite75%)
- : S3(illite0%)

図3-5 西頸城地域の解析モデル図

表3-3 境界条件一覧表

ケース名	モデル番号	貫入岩(ひん岩)初期温度(℃)	境界条件					備考
			上端	下端	左端	右端	貫入岩(ひん岩)接触面	
casek1	①	500	熱伝達規定(空中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	温度規定(貫入岩温度)	
casek2	①	350	熱伝達規定(空中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	温度規定(貫入岩温度)	
casek3	②	500	熱伝達規定(空中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	
casek4	②	350	熱伝達規定(空中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	
casek5	③	500	熱伝達規定(空中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	
casek6	③	350	熱伝達規定(空中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	
casek7	③	350	熱伝達規定(空中)	-	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	下端境界温度規定無し
casek8	③	350	熱伝達規定(空中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	泥岩物性値を粘土物性値へ変更
casek9	③	350	熱伝達規定(水中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	上端熱伝達境界(空中)を水中へ変更
casek10	③	350	熱伝達規定(空中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	貫入岩温度地温勾配付(深度1700mを基点)
casek11	③	350	熱伝達規定(空中)	温度規定(100.1℃)	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	貫入岩温度地温勾配付(深度300mを基点)
casek12	④	350	熱伝達規定(空中)	-	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	貫入岩温度地温勾配付(深度300mを基点)、下端境界温度規定無し、泥岩の物性値を粘土の物性値へ変更
casek13	④	350	熱伝達規定(空中)	-	温度規定(地温勾配 ⁽¹⁾)	-	温度規定(貫入岩温度)	貫入岩温度地温勾配付(深度300mを基点)、下端境界温度規定無し、粘土の物性値を泥岩の物性値に戻す

(3) 下端温度規定境界

下端温度規定境界を設定する場合には、泥岩部の下端温度は地温勾配より求めた100.1℃で規定した。

3.2.3 入力物性値

表3-4に解析に使用した各入力物性値の一覧表を示す。ひん岩と泥岩については当地域から採取した試料の室内試験結果を使用し、粘土については(社)日本機械学会(1986)の「伝熱工学資料」から引用した。粘土についての設定を行った理由は、ひん岩貫入時には泥岩は固結していない場合を想定したことによる。

本解析では、貫入初期の温度を350℃の場合と500℃の場合の2通りについて解析を行った。500℃は年代測定結果のうち、最も高温の閉鎖温度である全岩のK-Ar法の閉鎖温度を基にしており、350℃は動燃事業団の村上地域での熱解析において設定された初期温度である。なお、今回使用したコードでは設定する温度を時間関数で表すことができないため、図3-6に示すようにステップ状に貫入岩の温度を冷却した。

3.2.4 解析結果

図3-7に本解析の流れ図、図3-8に各評価点での冷却史、表3-5に解析結果一覧表を示す。なお、各解析結果の温度分布図を巻末資料集にまとめて添付した。また、解析結果の妥当性を検討する一資料として図3-9に本邦の油田地域新第三系泥質岩の古地温と鉱物転換における平均的關係を示す。

以下に、各解析ケースにおける結果の特徴を記述する。

casek1

モデル①について貫入岩初期温度500℃の場合について解析を行った。解析結果はS3(Illite0%)で貫入直後の温度がGL-300mの地点で195℃、GL-1700mの地点で294℃と非常に高温となった。実際の試料が全くイライト化していないにも関わらずこのような高温状態を履歴したとは考えにくい。

casek2

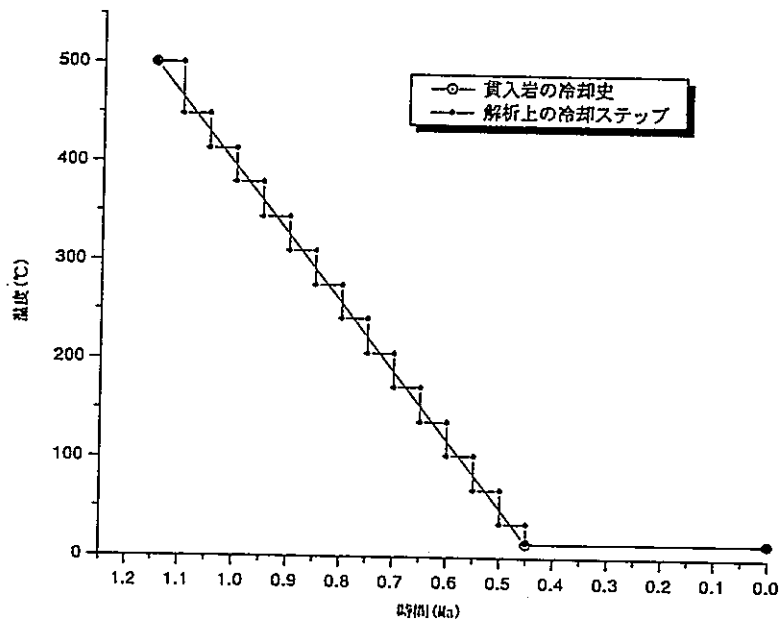
モデル①について貫入岩初期温度350℃とした。S3(Illite0%)では貫入直後の温度が深度300mで140℃となりcasek1に比べるとかなり低下したが、そのほかの点においては200℃以上となった。

表3-4 入力物性値

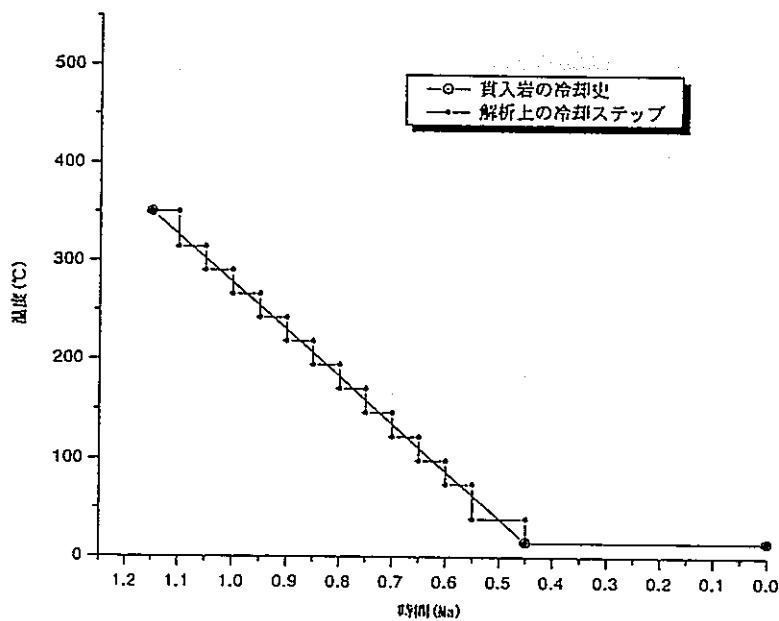
	熱伝導率(kcal/m・yr・℃)	比熱(kcal/kg・℃)	密度(kg/m ³)
ひん岩 ^{*1}	16784	0.25	2600
泥岩 ^{*1}	13753	0.25	2200
粘土 ^{*2}	9038	0.43	1700

*1 当地域から採取された試料の室内試験結果を採用した(但し、ひん岩の密度は推定値)。

*2 (社)日本機械学会(1986)の「伝熱工学資料」から抜粋した。



(a) 貫入岩初期温度 500℃の場合



(b) 貫入岩初期温度 350℃の場合

図3-6 貫入岩の冷却ステップ

ん岩貫入時には泥岩は固結していない場合を想定したことによる。

本解析では、貫入初期の温度を350℃の場合と500℃の場合の2通りについて解析を行った。500℃は年代測定結果のうち、最も高温の閉鎖温度である全岩のK-Ar法の閉鎖温度を基にしており、350℃は動燃事業団の村上地域での熱解析において設定された初期温度である。なお、今回使用したコードでは設定する温度を時間関数で表すことができないため、図3-6に示すようにステップ状に貫入岩の温度を冷却した。

3.3.4 解析結果

図3-7に本解析の流れ図、図3-8に各評価点での冷却史、表3-5に解析結果一覧表を示す。なお、各解析結果の温度分布図を巻末資料集にまとめて添付した。また、解析結果の妥当性を検討する一資料として図3-9に本邦の油田地域新第三系泥質岩の古地温と鉱物転換における平均的關係を示す。

以下に、各解析ケースにおける結果の特徴を記述する。

casek1

モデル①について貫入岩初期温度500℃の場合について解析を行った。解析結果はS3(Illite0%)で貫入直後の温度がGL-300mの地点で195℃、GL-1700mの地点で294℃と非常に高温となった。実際の試料が全くイライト化していないにも関わらずこのような高温状態を履歴したとは考えにくい。

casek2

モデル①について貫入岩初期温度350℃とした。S3(Illite0%)では貫入直後の温度が深度300mで140℃となりcasek1に比べるとかなり低下したが、そのほかの点においては200℃以上となった。

casek3, casek4

モデル②についてcasek1とcasek2と同様に貫入岩初期温度を500℃と350℃についてそれぞれ解析を行った。結果としては、casek1とcasek2と全く同じ結果となった。これは、モデル①では貫入岩と泥岩との接触面で温度規定をしているため結局モデル②と同じ条件で解析を行ったことになるためである。

casek5

モデル③について貫入岩初期温度500℃で解析を行った。貫入直後の各評価点での温度は深度1700mについては各点ともcasek4とほとんど変わらない結果であったが、

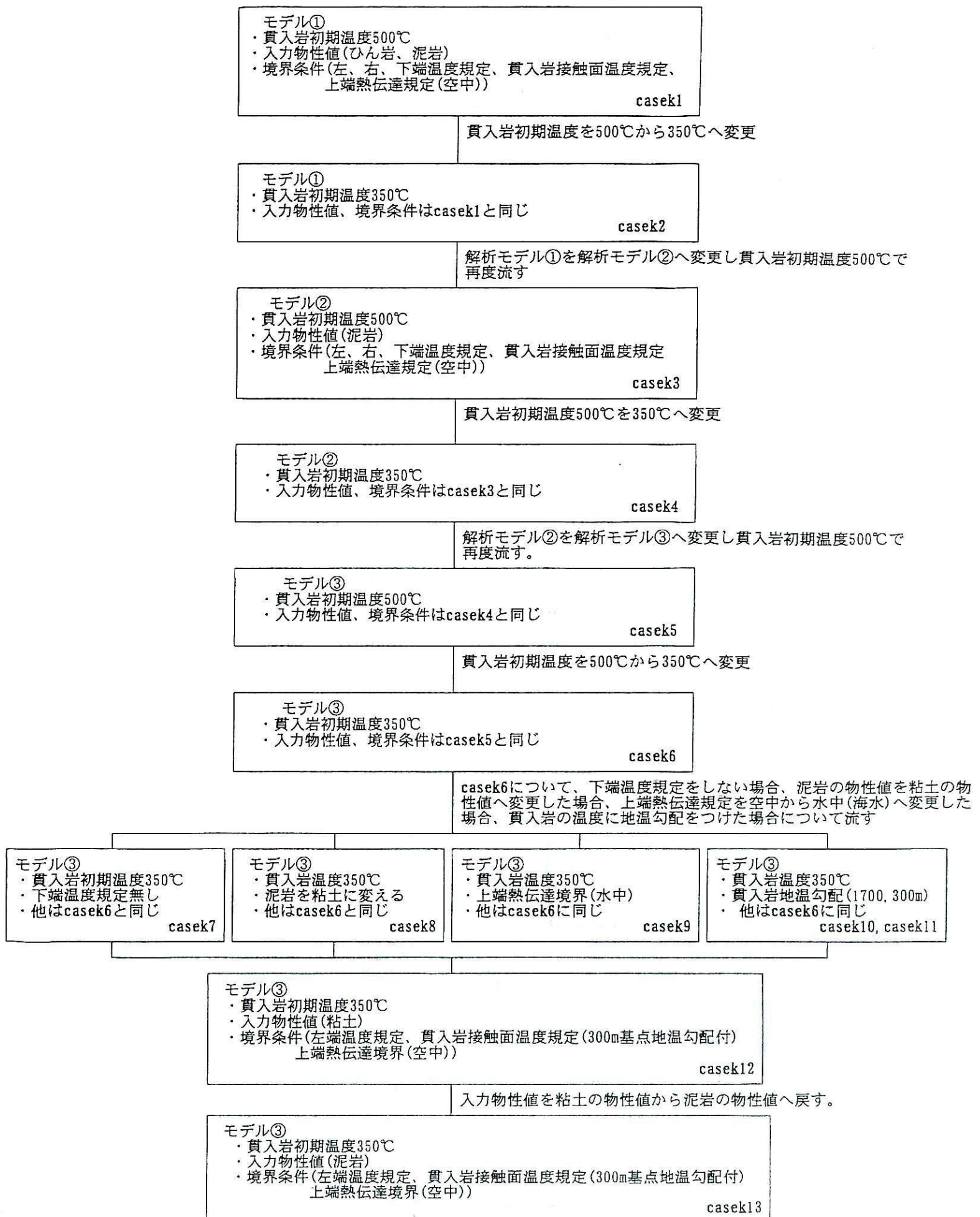


図3-7 西頸城地域の熱解析の流れ図

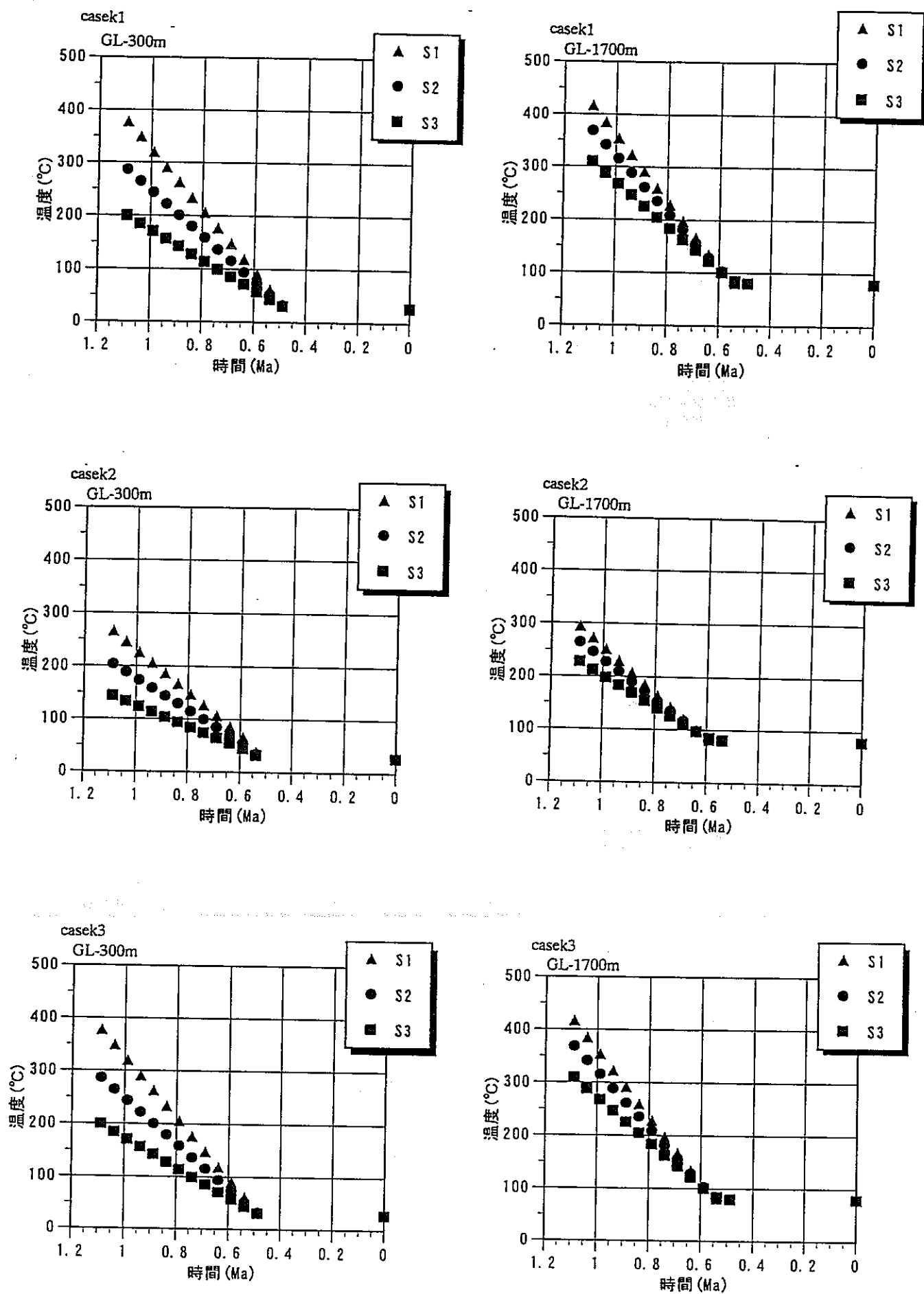


図3-8(1) 各評価点での冷却曲線(1)

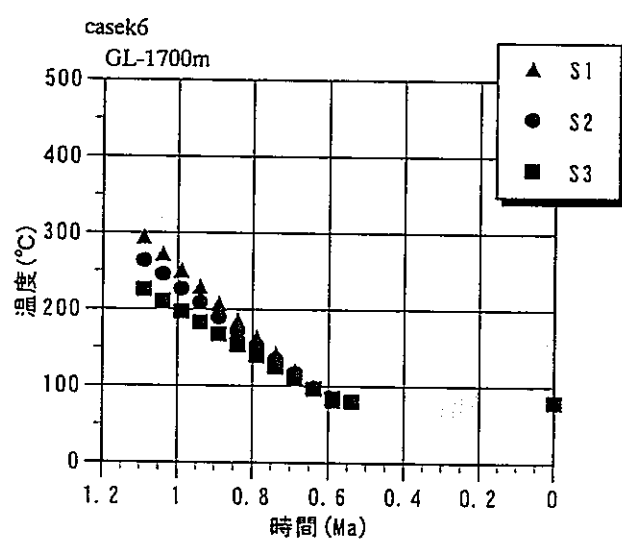
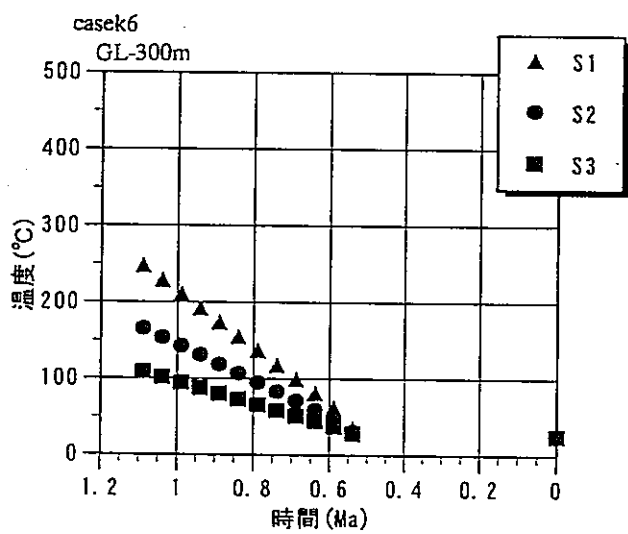
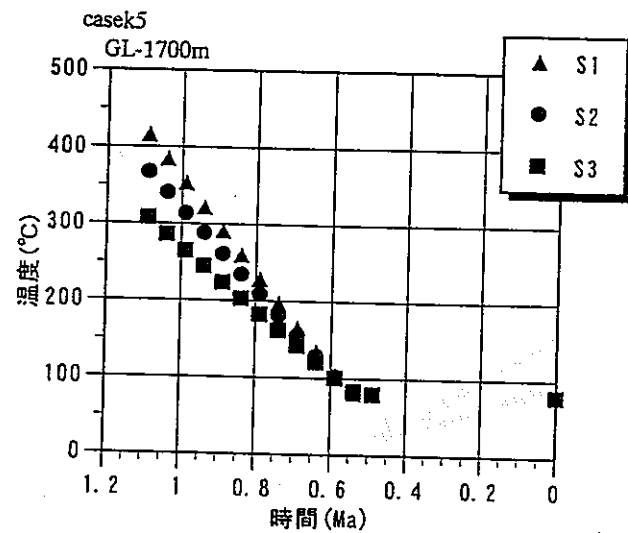
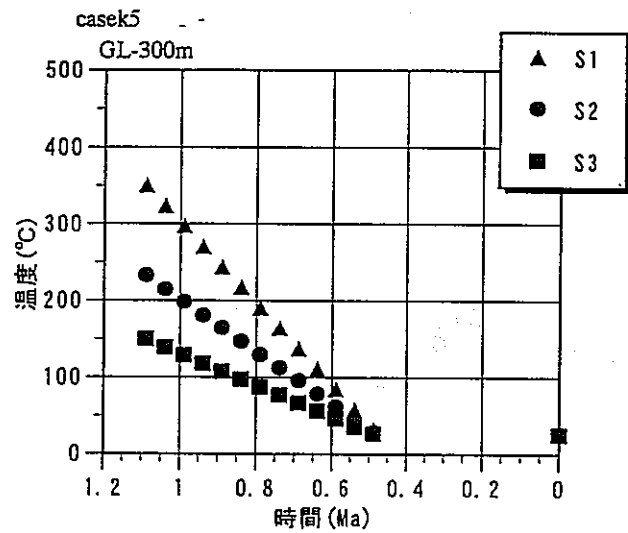
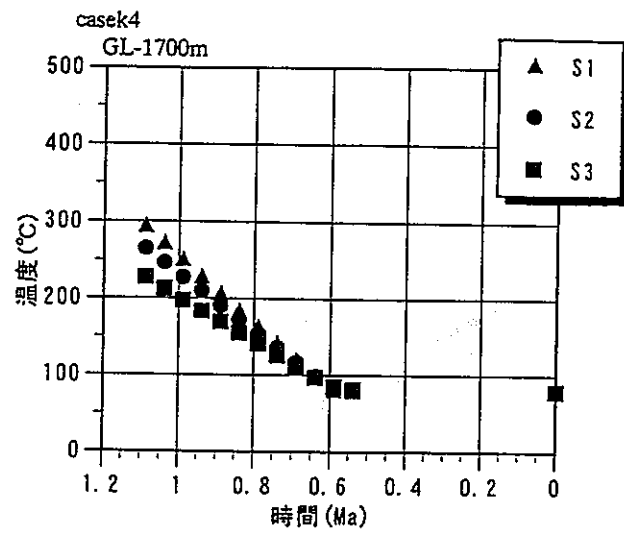
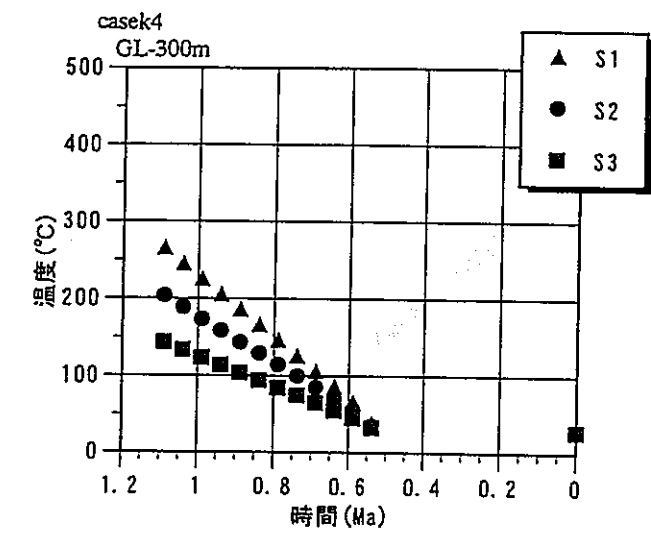


図3-8(2) 各評価点での冷却曲線(2)

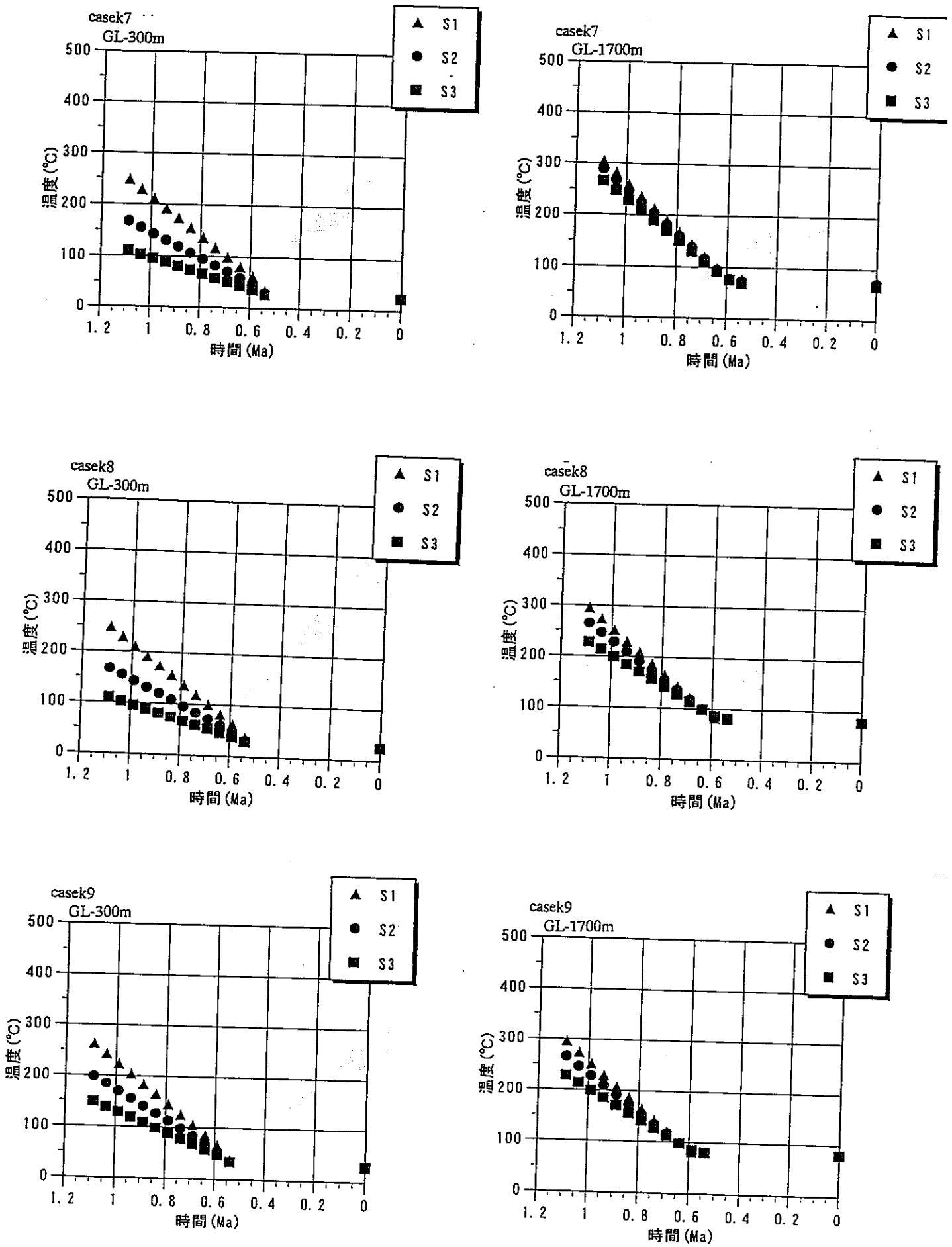


図3-8(3) 各評価点での冷却曲線(3)

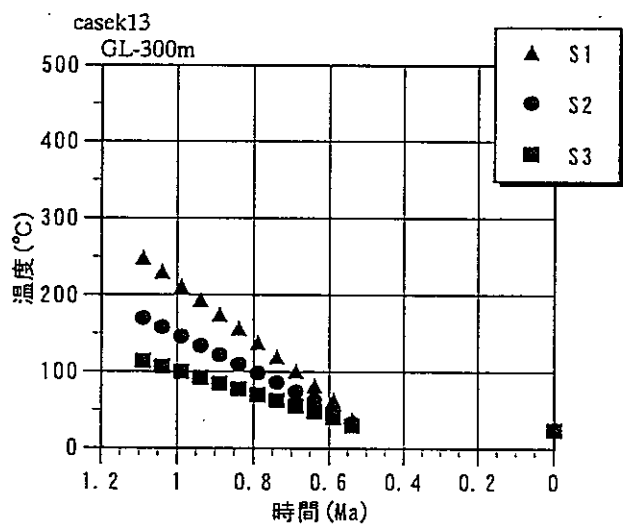
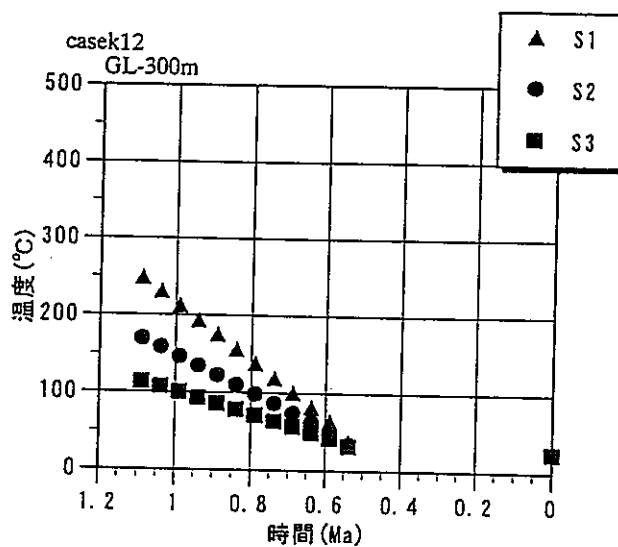
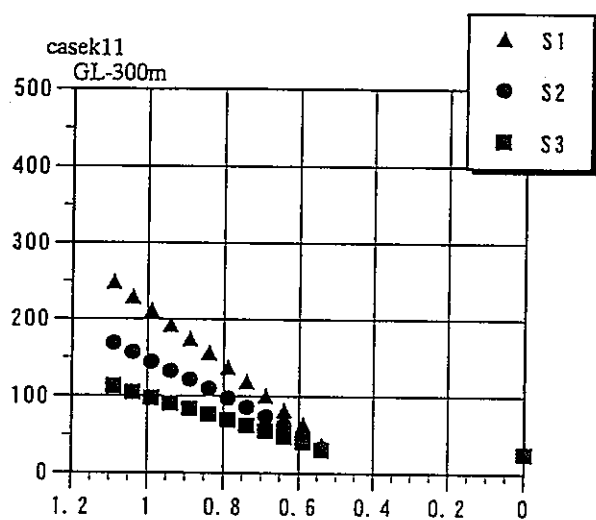
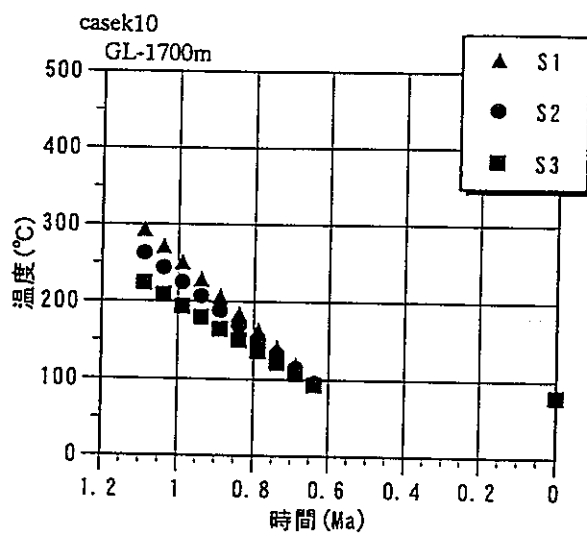
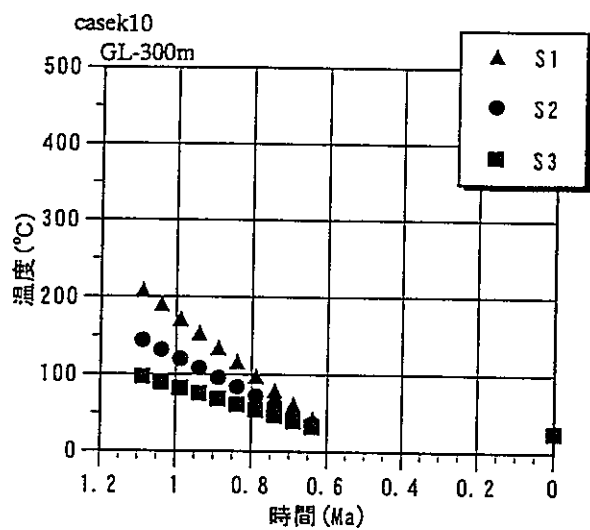


図3-8(4) 各評価点での冷却曲線(4)

表3-5 解析結果一覧表

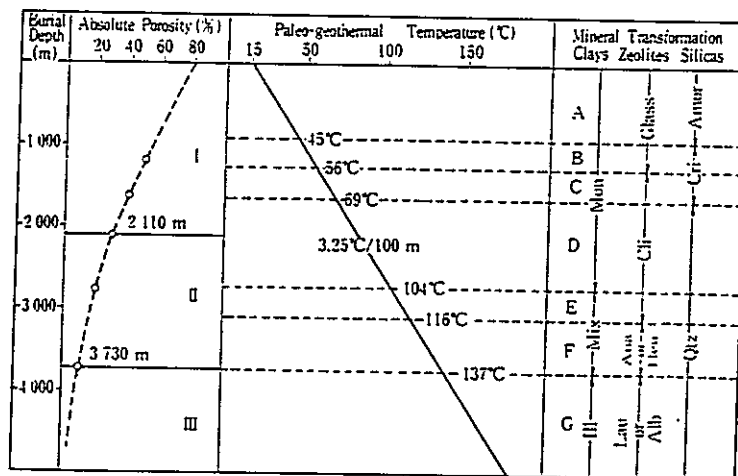
ケース名	S1 (Illite100%)			S2 (Illite75%)			S3 (Illite0%)		
	貫入直後温度(℃) ¹	冷却速度(℃/Ma)	100℃以上の時間(Ma)	貫入直後温度(℃) ¹	冷却速度(℃/Ma)	100℃以上の時間(Ma)	貫入直後温度(℃) ¹	冷却速度(℃/Ma)	100℃以上の時間(Ma)
casek1	413	573	0.541	303	425	0.494	195	283	0.404
	451	619	0.567	381	527	0.564	294	413	0.560
casek2	290	405	0.468	214	301	0.401	140	200	0.271
	319	431	0.507	274	367	0.504	219	287	0.496
casek3	413	573	0.541	303	425	0.494	195	283	0.404
	451	619	0.567	381	527	0.564	294	413	0.560
casek4	290	405	0.468	214	301	0.401	140	200	0.271
	319	431	0.507	274	367	0.504	219	287	0.496
casek5	385	531	0.529	247	340	0.443	147	205	0.290
	451	618	0.566	382	524	0.565	295	410	0.559
casek6	271	376	0.450	176	241	0.330	107	145	0.110
	319	431	0.506	274	365	0.502	219	285	0.494
casek7	271	376	0.450	176	243	0.330	108	150	0.121
	324	438	0.516	285	412	0.508	235	375	0.495
casek8	267	375	0.451	168	241	0.332	95	145	0.117
	311	431	0.508	256	365	0.507	190	284	0.503
casek9	285	399	0.466	206	292	0.395	139	205	0.292
	319	432	0.507	274	367	0.505	219	289	0.499
casek10	318	435	0.502	273	369	0.495	217	289	0.480
casek11	272	375	0.454	178	241	0.304	110	146	0.134
casek12	268	376	0.455	170	243	0.346	97	148	0.151
casek13	295	376	0.454	178	243	0.342	110	150	0.146

casek1-casek9 上段:深度300m
下段:深度1700m

casek10 深度1700m

casek11, casek12 深度300m

¹1.14Ma時の温度



本邦の油田地域新第三系泥質岩における埋蔵深度，絶対孔隙率，古地温および鉱物転換における平均的關係 (Aoyagi¹⁷⁾による)

図3-9 本邦の油田地域での古地温と鉱物転換

casek3, casek4

モデル②についてcasek1とcasek2と同様に貫入岩初期温度を500℃と350℃についてそれぞれ解析を行った。結果としては、casek1とcasek2と全く同じ結果となった。これは、モデル①では貫入岩と泥岩との接触面で温度規定をしているため結局モデル②と同じ条件で解析を行ったことになるためである。

casek5

モデル③について貫入岩初期温度500℃で解析を行った。貫入直後の各評価点での温度は深度1700mについては各点ともcasek4とほとんど変わらない結果であったが、深度300mについてはかなり温度の低下が得られた。しかし、この温度でもS2, S3とも結果としては高温すぎる。

casek6

モデル③について貫入岩初期温度を350℃で解析を行った。その結果、深度1700mについてはcasek5と同様にほとんど変わらず高温を示した。しかし、深度300mのS2, S3についてはそれぞれ176℃, 107℃の結果がえられ、上記のケースの中では一番現実的な結果となった。

以上の結果から貫入岩の初期温度500℃という値からは、各評価点で高温を履歴することになり現実的には考えにくい結果となる。そこでcasek7以降については貫入岩初期温度は全て350℃の場合についてのみ行うこととした。

casek7

casek6について下端温度規定境界を設定せずに行った。深度300mについて各評価点の貫入直後の温度はほとんど変わらない結果となったが、深度1700mについてはやや温度が上昇する結果になった。温度分布図をみると熱の伝わり方としては下端温度規定境界を設定した場合のような下端で温度が絞られる温度分布にはならず、下端部分でも熱が伝わる温度分布が得られた。

casek8

casek6について泥岩の物性値を全て粘土の物性値に変えて解析を行った。各評価点での貫入直後の温度は深度1700m, 300mともに温度の低下がみられた。これは、粘土の方が泥岩よりも比熱は高いか熱伝導率が小さいことによる。

casek9

casek6について上端熱伝達境界を大気接触（空中）ではなく海水接触（水中）へと

変えて解析を行った。貫入直後の温度は深度1700m については各評価点ともにほとんど変化しなかったが、深度300mでは各評価点とも温度が上昇した。これは、水中の方が空中に比べ熱伝達係数が小さいため熱が放出されにくくなったことによる。

casek10 , casek11

casek6について深度1700m を基点として貫入岩の温度に地温勾配をつけた場合(casek10) と深度300mを基点として貫入岩の温度に地温勾配をつけた場合(casek11) について解析を行った。これは、年代測定試料も評価点の試料とほぼ同じ標高で採取しているという事実に基づいた考えである。その結果、両者ともにcasek6で得られた結果とほとんど貫入直後の温度に変化はない。

以上の結果から深度1700m の評価点では、全くイライト化していないS3において200℃前後かそれ以上の温度を履歴したことになり現実的には非常に考えにくい結果になることがわかった。

また、casek7で得られた温度分布図から下端温度境界は設定しない方が温度分布の形状としては自然なものになることが分かった。さらに、貫入岩の温度に地温勾配を付けても結果としてはほとんど変わらなかったが、貫入岩の温度が全て一様に同じであったとは考えにくい。そこで、以下に示す2ケースの解析を行った。

casek12, casek13

casek12, casek13 では、評価点を深度300mとし、かつ貫入岩の温度に300mを基点として地温勾配をつけた。また、下端温度規定境界は設定せずに、それぞれ入力物性を粘土と泥岩の両者にについて行った。その結果、両者ともにS2で170℃～180℃と若干高い値ではあるが、S1で270℃～300℃、S3で100℃前後という値比較的良好な結果が得られた。

4. 考 察

新潟県西頸城地域及び村上について、熱解析結果をもとに被加熱岩体である泥質岩～凝灰岩の熱履歴について考察を試みる。なお、村上地域については、既往調査結果を参照していただきたい。

4.1 新潟県西頸城

4.1.1 変質帯

今年度までに得られた資料に基づき、本地域における変質帯の分布について整理する。

本地域に分布する泥質岩には、構成鉱物として、緑泥石、緑泥石／モンモリロナイト混合層鉱物、イライト、イライト／モンモリロナイト混合層鉱物、モンモリロナイトが認められる。

これらの構成鉱物とその組合せ、さらにそれらの分布及び産状を考慮して本地域の変質分帯を①イライト帯、②イライト／モンモリロナイト混合層鉱物帯及び③モンモリロナイト帯の3つに区分した。各変質帯と構成鉱物組合せとの関係を図4-1に示す。図4-1の横軸は左側が貫入岩側を示し、太線は相対含有量が少量以上、細線は相対含有量が微量を示している。

イライト帯は、少量のイライトを含み、イライト／モンモリロナイト混合層鉱物やモンモリロナイトをほとんどまったく含まないことで特徴づけられる。イライト帯は、ひん岩に最も近い領域で認められ、色調は黒色を帯びやや硬質となっている。

イライト／モンモリロナイト混合層鉱物帯は、イライト／モンモリロナイト混合層鉱物の存在により特徴づけられる。微量のイライトを含み、モンモリロナイトを全く含んでいない。色調は暗オリーブ灰を呈し、軟質でわずかに粘性がある。イライト／モンモリロナイト混合層鉱物帯は、イライト帯の北側、すなわちさらにひん岩から離れた位置に認められる。なお、本帯のイライト／モンモリロナイト混合層鉱物のイライト化率を渡辺（1981）の方法で求めたところ、平成7年度報告書におけるNo. 25 試料で $S=1$ 、75%程度のイライト化率であった（No. 24 試料は含有量が少なく解析不能）。

モンモリロナイト帯は、少量から微量のモンモリロナイト及び微量のイライトを含み、イライト／モンモリロナイト混合層鉱物を含まないことで特徴づけられる。色調は暗オリーブ灰を呈し、軟質でわずかに粘性がある。モンモリロナイト帯は、イライ

図4-1 変質帯と鉱物組合せ

変質帯 鉱物			
	イ ラ イ ト 帯	イライト/モンモリロナイト 混合層鉱物帯	モンモリロナイト帯
イ ラ イ ト			
イライト/モンモリロナイト混合層鉱物			
モンモリロナイト			
緑 泥 石			
緑泥石/モンモリロナイト混合層鉱物	—		
カ リ 長 石			
斜 長 石			
石 英			

ト／モンモリロナイト混合層鉱物帯のさらに北側～北東側に広く分布している。

各変質帯とひん岩との平面的な位置関係をみると、ひん岩から外側に向かい、イライト帯→イライト／モンモリロナイト混合層鉱物帯→モンモリロナイト帯の順に配列している。

既往文献においては、能生谷層上部層のモンモリロナイトは続成作用によって生成されたことが明らかにされている。このことから、モンモリロナイトを粘土鉱物の出発物質と考え、これらの粘土鉱物の分帯による各帯の配列は、モンモリロナイト帯及びイライト／モンモリロナイト混合層鉱物帯中の微量のイライトが堆積時に堆積粒子として含まれたものであると解釈することによって、これらの変質帯の分布は明らかに貫入岩の加熱によって形成されたと考えられることができる。したがって、本調査地域はベントナイトのイライト化（熱変質）のナチュラルアナログの研究フィールドとして非常に好適であると判断され、今後は、調査対象地域の詳細な熱履歴の復元のための、各種年代測定や各層の3次元的な分布状況の把握が必要とされた。

これらのことを受けて昨年度は、上記のような泥質岩中の変質鉱物に関する累帯構造が本地域の貫入岩による熱的影響によるものであれば、泥質岩中のフィッシュントラック年代測定に好適な鉱物（具体的にはジルコン）の熱的影響による年代値の若返りあるいはトラック長の短縮化が予想されたため、これらの現象の有無の把握を主目的として試料採取～分析・試験を行い、イライト帯試料のジルコンに短縮化を認めることができた。

4.1.2 年代

まず、泥質岩の年代について整理する。

既往文献においては、有孔虫化石の比較や能生谷層上部層の岩質がほとんど頁岩からなることから、新潟油田標準層序の椎谷層に対比されている（西田ほか，1966や赤羽，加藤，1989）。

昨年度調査において、泥質岩の微化石分析（石灰質ナノ化石、珪藻、有孔虫）を実施し、能生谷層上部層の直下に連続して分布する金谷凝灰岩層のジルコンを用いたフィッシュントラック年代測定を実施した。微化石分析結果では、全体にいずれの群集についても微化石の産出は貧弱であり、年代判定に重要な種を得ることができなかったが、群集の類似性から椎谷層上部から西山層と推定された。一方のフィッシュン

トラック年代は 7.6 ± 0.6 Ma. であり、椎谷層の堆積年代を示している。

以上のことを総合すると、調査対象の泥質岩の堆積年代は椎谷層上部から西山層の堆積時代となる。この期間は数Ma. という比較的長い期間となるが、能生谷上部層が砂岩をほとんど含まない泥質岩の厚層であり、堆積速度が非常に小さかったことが推定される。

一方、変質鉱物に注目した変質帯区分毎に実施したジルコン及びアパタイトの見かけのフィッシュントラック年代は、ジルコンに認められた3つのグループについては、S帯とI/S帯の間では有意な差異は認められないが、これらとI帯との間には明らかな若返りが認められ、アパタイトにおいても同様の結果が得られている。3つのグループの見かけの年代値は、I帯において若返りが認められているが、3つのグループの年代の新旧関係が残されているため、完全なリセットとはなっていないと判断される。したがって、この情報だけからはジルコンについては加熱時期が 2.5Ma. 以降と言える。また、ジルコンのトラック長の計測結果からも、S帯のトラック長を基準とすると、S帯とI/S帯の間では有意な差異は認められないが、これらとI帯との間には明らかな短縮化が認められる。

次に、ひん岩の年代について整理する。

既往文献においては、西頸城半深成岩類と一括された貫入岩類が、いずれも能生谷層よりも古い地層のみに貫入し、その上位の川詰層より新しい地層への貫入が認められていないことから、能生谷層上部の堆積時期（中新世後期）に貫入したと推定されている（赤羽，加藤，1989）。

一方、茅原ほか（1984）は、これらの一括された貫入岩のうちの一部には、その岩体の北または北西側に分布する鮮新世（一部は前期更新世）の噴出岩類と生成年代、岩質、岩石系列等が一致しており、貫入相と噴出相の組み合わせをなしている考えている。この中で、茅原ほか（1984）は、本調査対象の鉾ヶ岳を構成する岩体と北西側に分布する江星山火山岩層が、一つの組み合わせとなっているとしている。なお、江星山火山岩層は、新潟油田標準層序の灰爪層（下部更新統）に対比されている。

昨年度はさらに、ひん岩の年代及び熱履歴の調査のために、鉱物分離を行った上で年代測定を実施した。それらの結果を列記すると、全岩のK-Ar年代は $1.12 \sim 1.19 \pm 0.08$ Ma. , 斜長石のK-Ar年代は $0.53 \sim 0.94 \pm 0.96$ Ma. , そしてアパタイトのフィッシュントラック年代は、真にフィッシュン起源のトラックの計測から 0.6 ± 0.4 Ma. が得られ

ている。このことは、ひん岩の貫入時期は更新世であることになる。

これらのことを総合すると、調査対象のひん岩は、西山層上部から灰爪層の堆積時代（下部更新世）に貫入したものであり、明らかに能生谷層上部層の堆積後の貫入であったと考えられる。また、江星山火山岩層がひん岩の噴出相であるとする考え方が合理的であると考えられる。

一方、同じひん岩の鉱物分離によって得られた全岩、斜長石、アパタイトのそれぞれの年代測定結果については年代値が得られ、全岩データも含めて閉鎖温度が異なることを利用した岩体の冷却史の検討が可能となった。K-Ar法における全岩での閉鎖温度を 400~600 °C (Nishimura and Mogi, 1986), 斜長石での閉鎖温度を 230°C (Harland et al. 1989), フィッシュントラック法におけるアパタイトでの閉鎖温度を $120 \pm 20^\circ\text{C}$ (柴田, 1991) として得られた年代値と閉鎖温度との関係を図4-2に示す。図4-2を見ると、これら3つのデータから得られる冷却曲線は非常に直線的であり、指数関数的な冷却曲線を示していない。また、100万年で 600°C以上という非常に大きな冷却速度を有していたと推定される。このような特徴と類似した冷却履歴は、北アルプスの滝谷花崗閃緑岩 (2Ma 頃から固結を開始したとされている) において報告されており (原山, 1994), 調査地のみの特異な現象ではないと考えられる。したがって、本地域においても、急速な冷却が発生したと推定される。

次に、泥岩試料におけるジルコンのフィッシュントラック年代とトラック長から推定される熱影響について考える。

S帯試料を被熱判定の基準と考え、I/S帯試料との間には有意な差異は認められないが、I帯試料ではジルコンのグループA, B, Cいずれについても年代値とトラック長が有意に小さくなっている。このことから、I帯試料はトラック長の短縮化を生じるような加熱条件であったと判断されるが、グループA, Bの年代値がもっとも若い年代を示すグループに対して有意に古いことを併せると、I帯試料は加熱時に完全にリセットされていないといえる。すなわち、この加熱の程度はジルコンのフィッシュントラックのpartial annealing zoneに達していると判断される (図4-3)。図4-3のpartial annealing zoneの領域は、室内加熱実験結果における温度、加熱時間、観察されたトラックの短縮率をアーレニウスプロットされたものであり、温度一定での条件での表現である。したがって、天然現象である貫入のように熱源の時間に伴う冷却を扱う場合には、直接的な適用を行うことはできない。S帯の平均ト

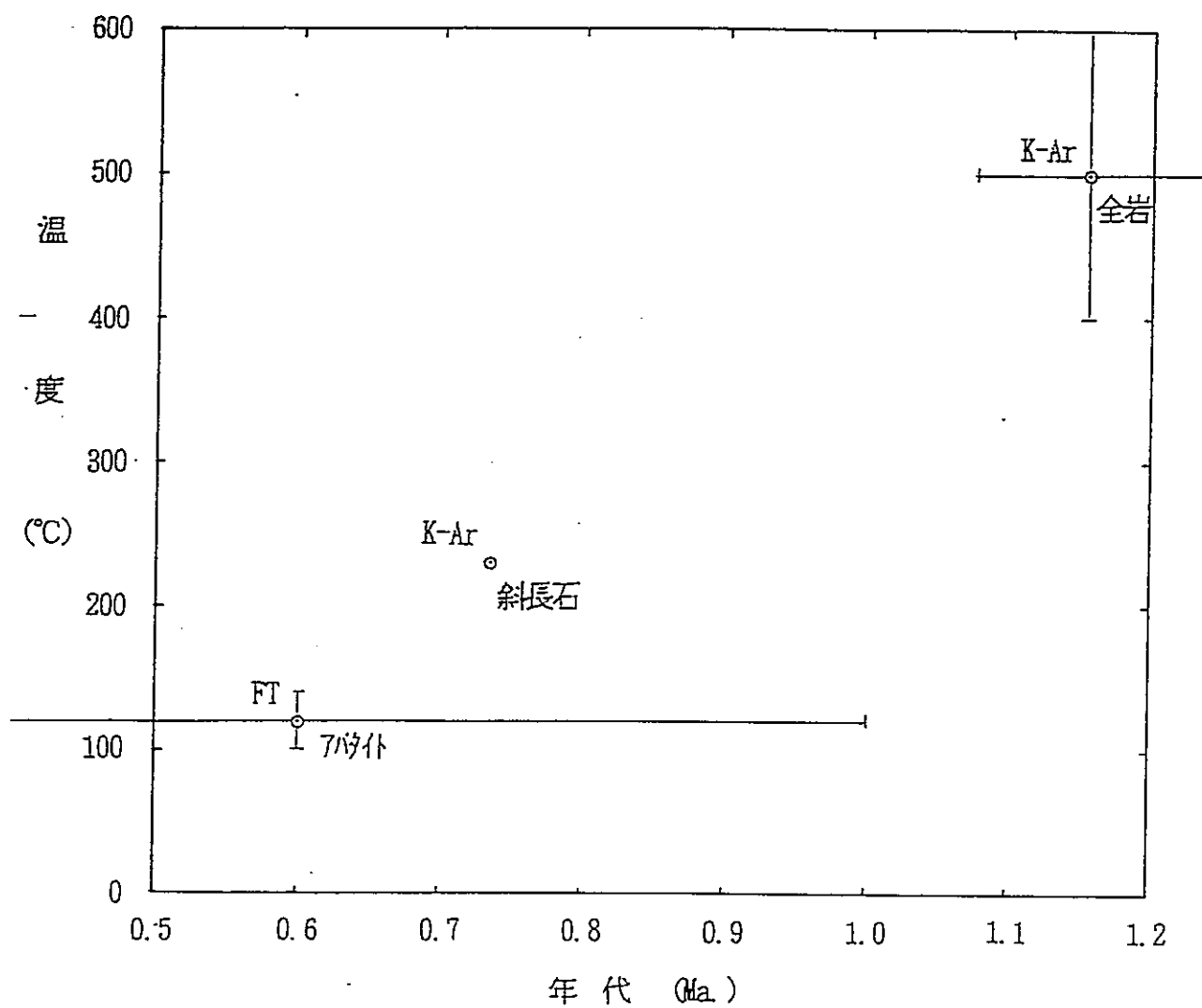


図4-2 新潟県西頸城地域のひん岩の冷却史

トラック長を基準としてI帯の平均トラック長の短縮率をみると ($4.47 \div 6.75$) 約0.66 となり、図4-3中では 300℃程度で10⁶y程度の加熱条件となる。しかし、先にも記述したように貫入岩は時間とともに冷却することと、図4-2で示したひん岩の冷却曲線にあるように 300℃よりも高温の時期が貫入岩に存在したこととから、泥岩の熱履歴の復元は単純には復元されないと考えられる。

ただし、図4-3のアーレニウスプロットとI帯試料のトラック長の短縮率の関係をみると、少なくとも短縮率0.6のラインよりも左上側の温度-時間条件は、観察された短縮率に対して矛盾する領域となる。したがって、350℃で10万年以上、あるいは400℃で1万年以上の加熱条件はあり得ないこととなり、温度履歴の検討に対する重要な拘束条件となる。

4.1.3 熱解析との比較・検討

まず、トラック長の短縮率から考えられる温度履歴に対する拘束条件と解析結果との関係について考える。

貫入面の初期温度を500℃に設定したcasek1, 3, 5では、評価点の位置をGL-1700mでみると、いずれのケースにおいても350℃以上の期間が10万年以上あり、観察されたトラック長と矛盾する結果となる。また、これらのケースの評価点がGL-300mの場合では、casek5以外は矛盾する。さらに、S2試料（混合層鉍物帯）にはトラック長の短縮化がないとすると、少なくとも図4-3の短縮率0.95のラインより右上の領域に位置することが期待され、この場合約220℃で10万年程度と読み取ることができることから、この観点でcasek1, 3, 5はいずれも矛盾することとなる。したがって、初期温度を500℃としたケースは観察結果を説明することができない。

次に、今回実施した熱解析における最終ケース（casek12 およびcasek13）の解析モデルの持つ意味と、調査・分析結果との関係を整理する。

最終ケースにおいては、モデルは貫入面から現在の海岸までの距離を水平方向の範囲とし、鉛直方向は、能生谷層下部層基底から谷浜層上限（不整合面）までの積算層厚に相当する2700mの範囲としている。また、評価点の深度は、試料採取位置がひん岩貫入時に噴出した江星山火山岩層の下限までの層厚、能生谷層が削剥されていた場合（300m）を示している。上方の熱伝達境界は空中としており、これは貫入時には陸化していたことを示している。左端の境界条件は、現在の地温勾配（3.7℃/100m）を

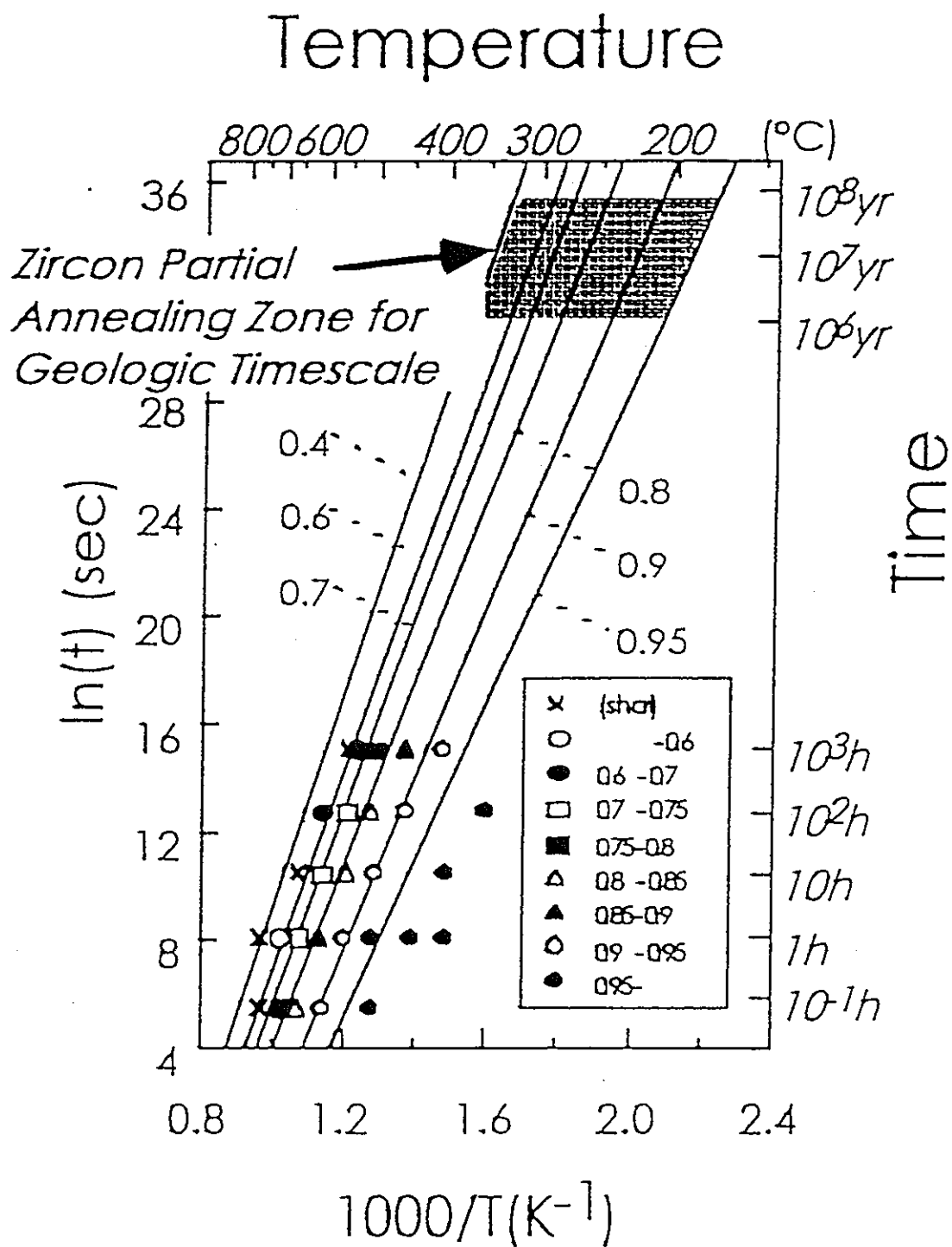


図4-3 熱アニーリング実験結果のアーレニウスプロット

もとにした温度規定としている。下方境界には温度規定を設けていない。そして、貫入面は貫入岩温度の冷却曲線をもとにした温度規定を行っている。casek12 および casek13 の相違は、泥岩の物性値を粘土の文献値を用いたか、泥岩の実測値を用いたかの点のみである。ただし、両ケースの解析結果において、貫入直後の温度、冷却速度、そして100℃以上に加熱された期間に顕著な差は認められない。

土被り300mの条件と、堆積後100 万年以上の経過時間という条件で、未固結泥が粘土層かあるいは軟岩のような物性値を有するかについては、現在までの研究において明確な回答を示すことは困難であるが、連続的に堆積を継続している琵琶湖の湖底の堆積物の深度と一軸圧縮強度との関係を見ると（図4-4参照）、層厚300m付近で10 kgf/cm² 以上の値を泥質岩が有すると考えられることから、比較的泥岩（軟岩）に近い物性値をすでに有していたと推定される。強度と熱的な物性値との間の関係については必ずしも明確な関係がある保証はないが、上記の事項を根拠として、現状での第一近似として「貫入岩の貫入時に能生谷層は軟岩相当の固結を終了していた」と考える。

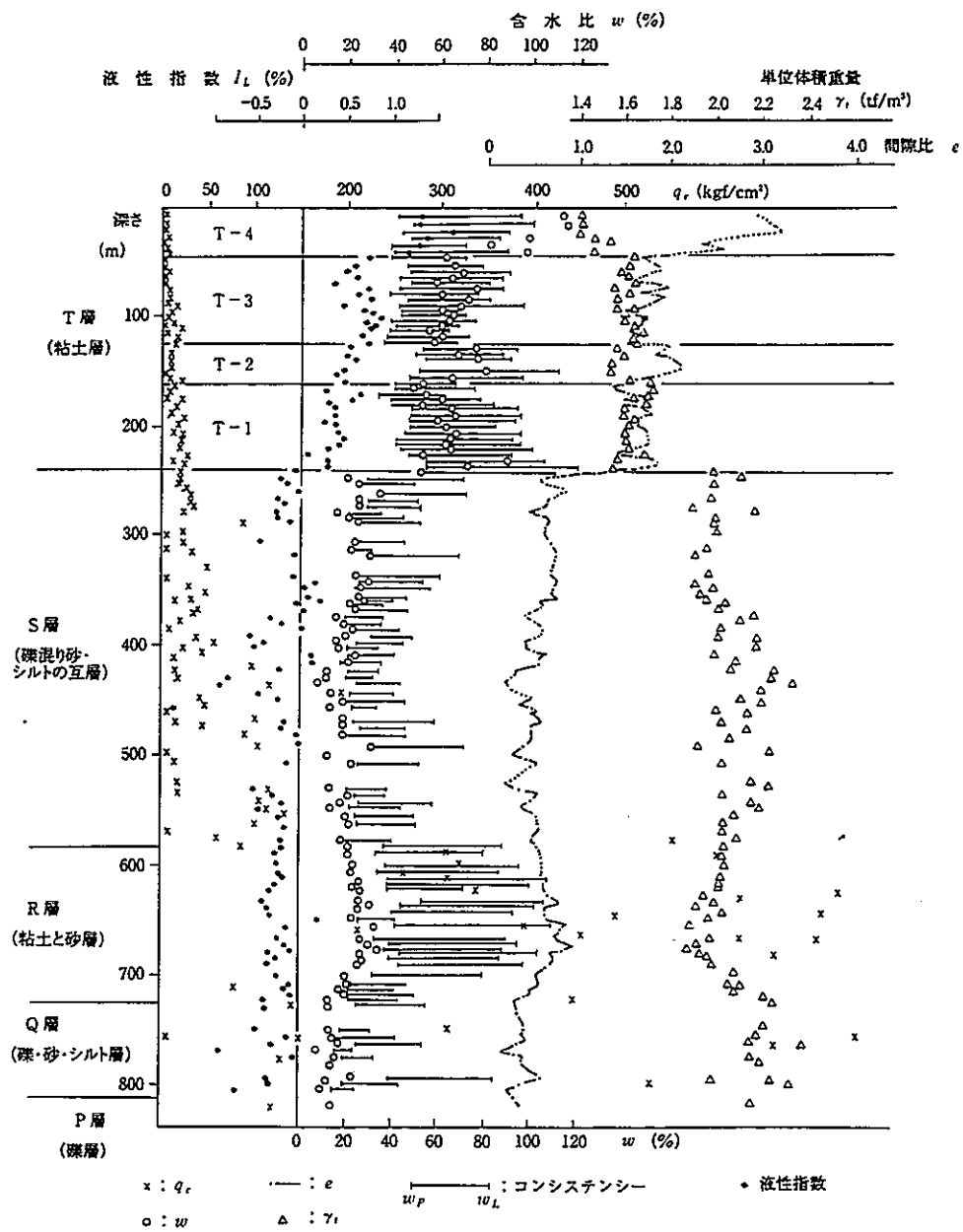


図 4-4 琵琶湖湖底の堆積物の深度と一軸圧縮強度との関係

5. 問題点と今後の課題

新潟県西頸城郡の泥質岩の調査では、モンモリロナイトを含んでいる泥質岩中で、貫入面からの距離が小さくなるに従い、より高温型の変質鉱物が出現することが確認されている。本地域は、モンモリロナイトのイライト化についての貴重なナチュラルアナログ研究のフィールドと考えられ、今年度、各変質帯の詳細な分布状況の把握と、貫入岩の冷却史の検討を進め、モンモリロナイトを含む地層がひん岩の貫入によって変質を受け、変質鉱物（粘土鉱物）の累帯構造が形成されたことが示された。さらに、年代測定や微化石分析の結果から、モンモリロナイトを含む地層と貫入岩の貫入時期との間には、十分な時間間隙があることが判明した。そして、貫入を受けた泥岩側についても、トラック長の短縮化を生じていることが判明し、泥岩側の熱履歴に関する情報も得ることができた。したがって、本調査地においては、貫入岩の規模や周辺の泥質岩のイライト化率の検討を行うことで、モンモリロナイトのイライト化の非定常的な解析に対する貴重なデータを供給できるフィールドと考えられ、調査データを基に熱解析を実施し、モンモリロナイトのイライト化における加熱条件を計算することができた。しかし、この熱計算において、貫入面における泥質岩の熱に関する情報が最も重要と考えられ、可能であれば貫入面に直接接している泥質岩の鉱物学的情報の入手が望ましい。これによって、具体的に貫入岩に接している泥質岩の最高温度を知ることができる可能性があり、熱解析のモデルの信頼性を大きく向上させることができると考えられる。

事例としての重要性は新潟県村上地域にも該当し、これらの地域は、わが国でもっとも詳細に熱及び熱水変質を時系列的に追跡した事例としてみることができる。

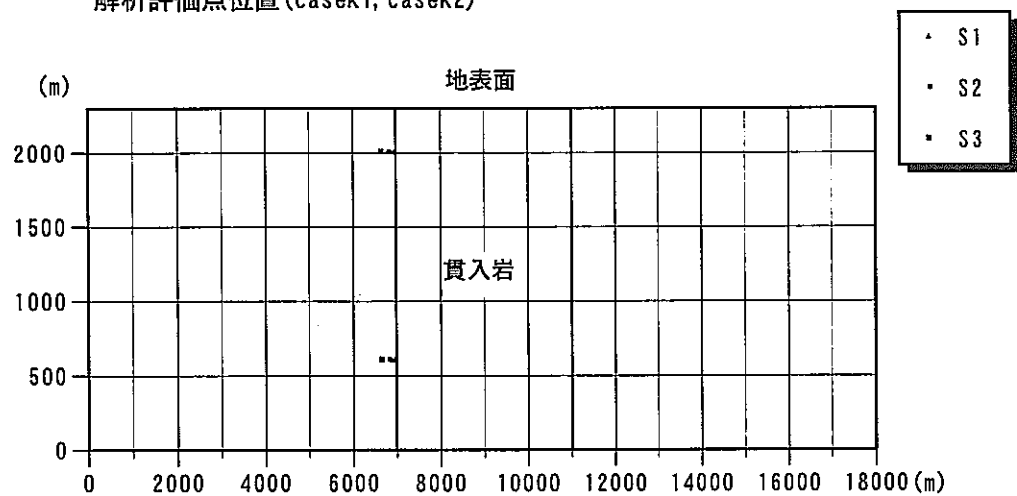
今後は、基礎的な事項が相当な範囲まで把握されている両地域において、データの補強を行った後、元素の挙動に関するデータ取得が得られれば、ある条件下での核種移行に対する実データを提示できるフィールドとして機能することが期待される。

参考文献

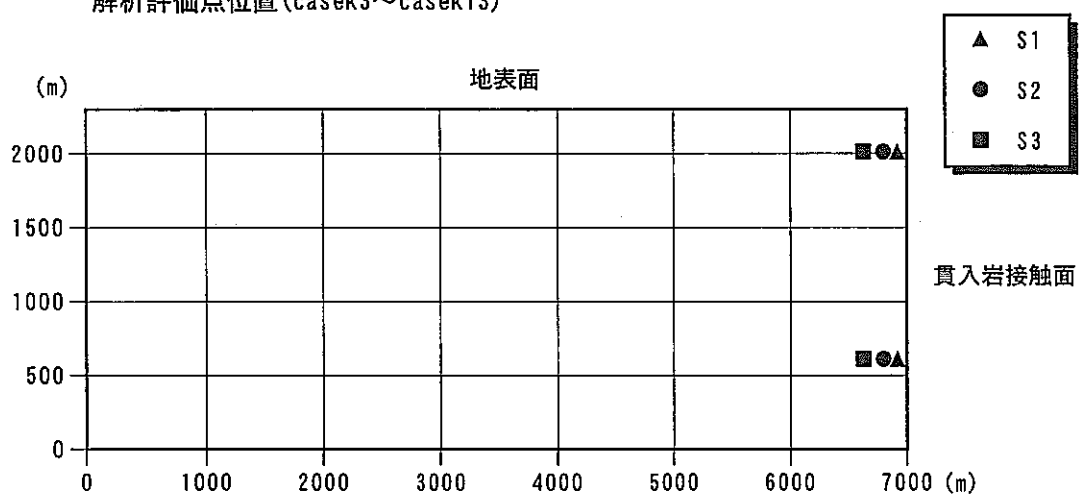
- 西田彰一, 津田禾粒, 市村隆三, フォッサマグナ最北部の新第三系(その1) -いわゆる難波山層に関する研究- : 新潟大学理学部地質研究報告, No.1, p. 1~14, (1966)
- 赤羽貞幸, 加藤碩一, 高田西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) : 地質調査所, 89p., (1989)
- 茅原一也, 周藤賢治, 北脇裕士, 鈴木雅彦, 難波山堆積・構造区における火成活動, 特に hypabyssal-extrusive association について : 地質学論集, No.24, p. 31~44, (1984)
- 渡辺 隆, 佐藤 努, 続成作用を示すイライト/モンモリロナイト混合層鉱物-新潟県能生町能生川流域に分布する第三系の例- : 上越教育大学研究紀要, v. 5, No.3, p. 101~111, (1986)
- 佐藤 努, 渡辺 隆, 新潟県能生町能生川流域における新第三紀堆積岩の続成変質 : 岩石鉱物鉱床学会誌, v. 84, No.8, p. 259~269, (1989)
- 佐藤 努, 磯部博志, 渡辺 隆, 新第三紀頁岩・砂岩におけるスメクタイト-イライト変換反応 : 粘土科学, v. 31, p. 32~37, (1991)
- 新潟県, 土地分類基本調査 中条, 新潟県, p. 1~21, (1971)
- 宇野泰章, 武司秀夫, モンモリロナイト風化物の交換性陽イオンと高温生成相 : 鉱物学雑誌 v. 15, p. 156~169, (1981)
- 北村 信, 新生代東北本州弧地質資料集 第3巻, No.26 : (株)宝文堂, (1986)
- 渡辺 隆, イライト/モンモリロナイト混合層鉱物の混合層構造の判定, 鉱物学雑誌, v. 15, 特別号, p. 32~41, (1981)
- 岡本省吾, 内山論, 基礎試錐(西頸城)地質層序, 平成9年度石油技術協会 春季講演会 シンポジウム・個人講演 要旨集 p. 46. (1997)
- 土田邦弘, 吉村尚久, 平井明夫, 基礎試錐(西頸城)におけるイライト/スメクタイト混合層鉱物の続成変化, 平成9年度石油技術協会 春季講演会 シンポジウム・個人講演 要旨集 p. 48. (1997)
- 丸山一夫, 伊藤法, 基礎試錐(西頸城)における超高温用泥水の使用実績, 平成9年度石油技術協会 春季講演会 シンポジウム・個人講演 要旨集 p. 92. (1997)
- 矢川元基, 宮崎則幸, 有限要素法による熱応力・クリープ・熱伝導解析, (株)サイエンス社 p. 302 ~380. (1991)

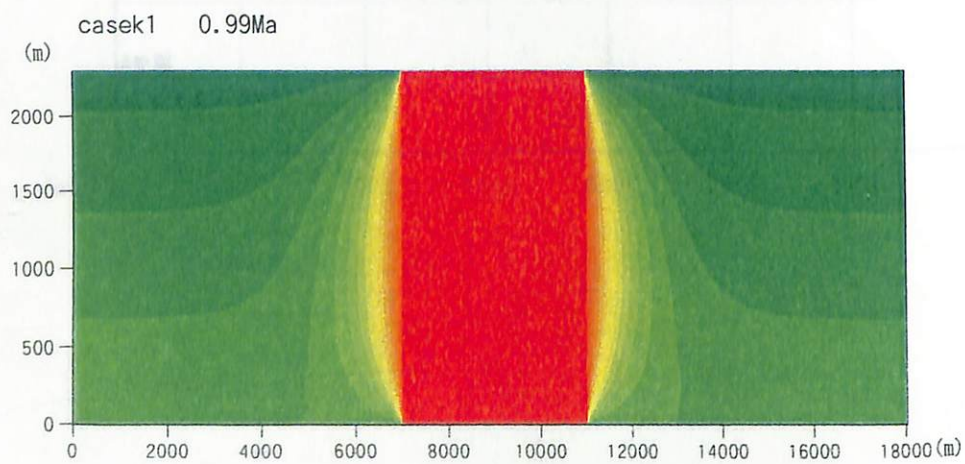
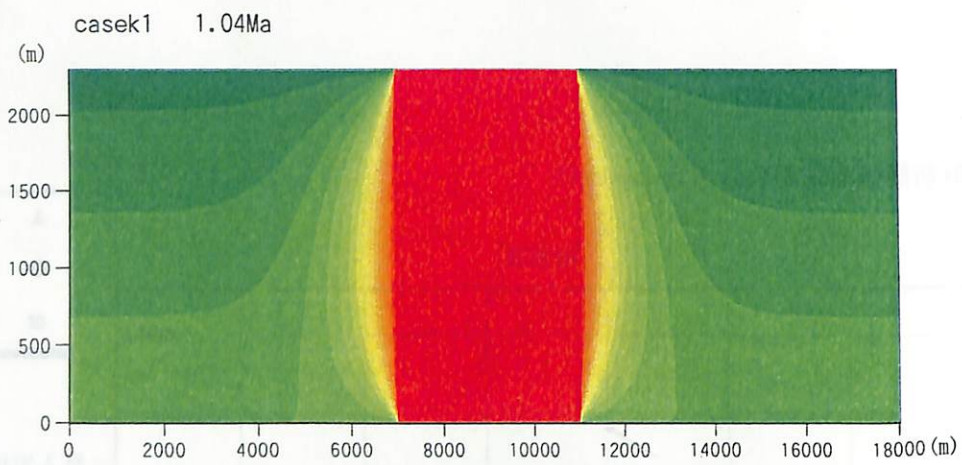
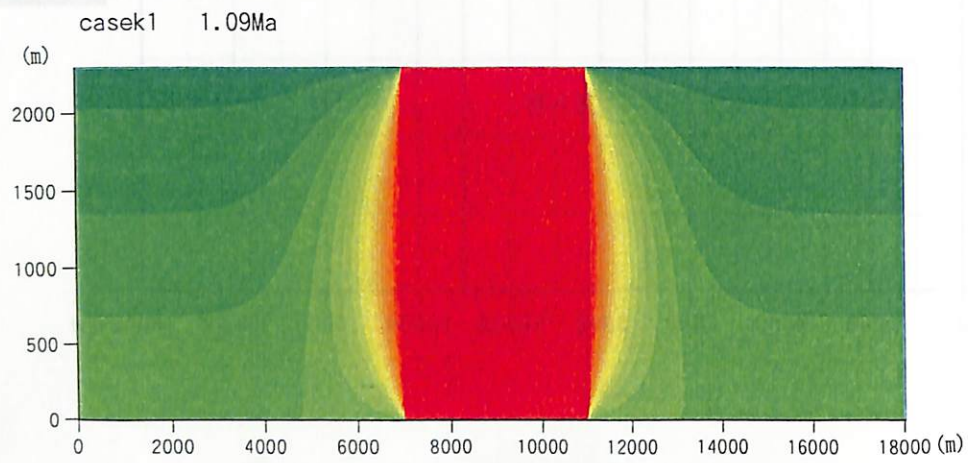
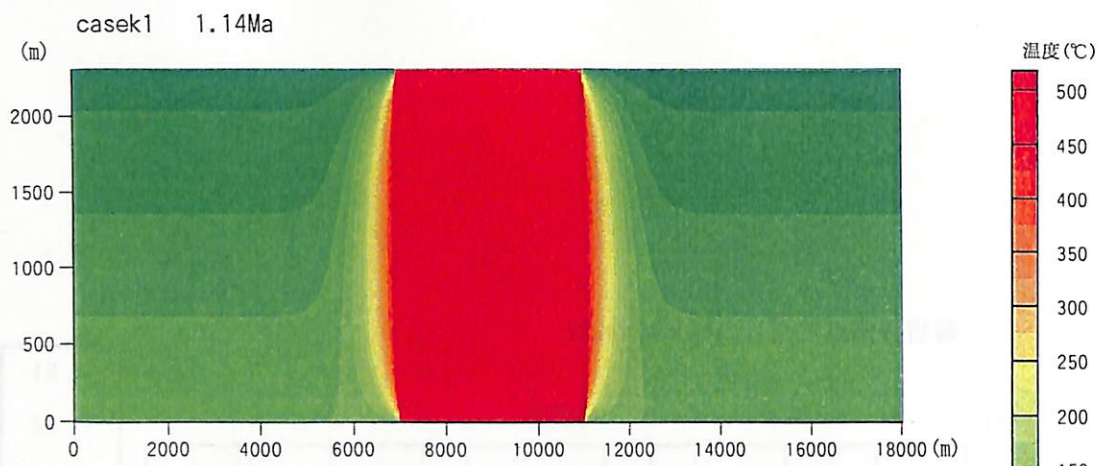
解析結果温度分布図集

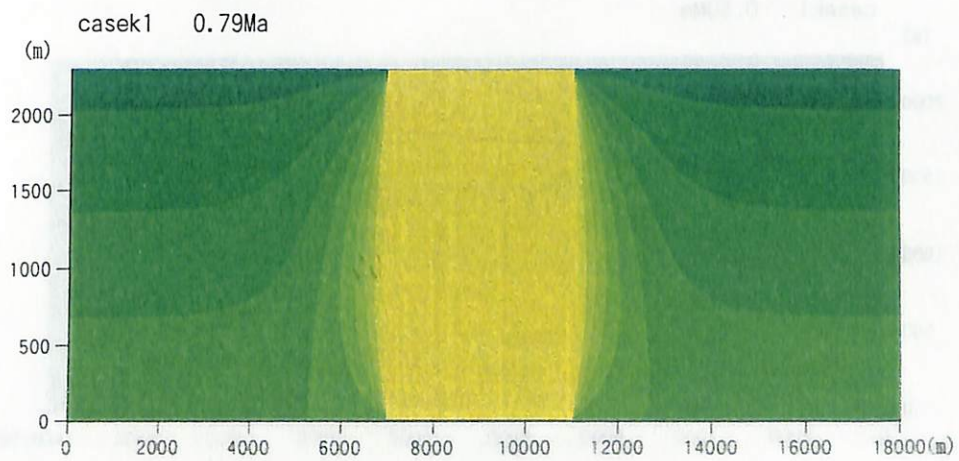
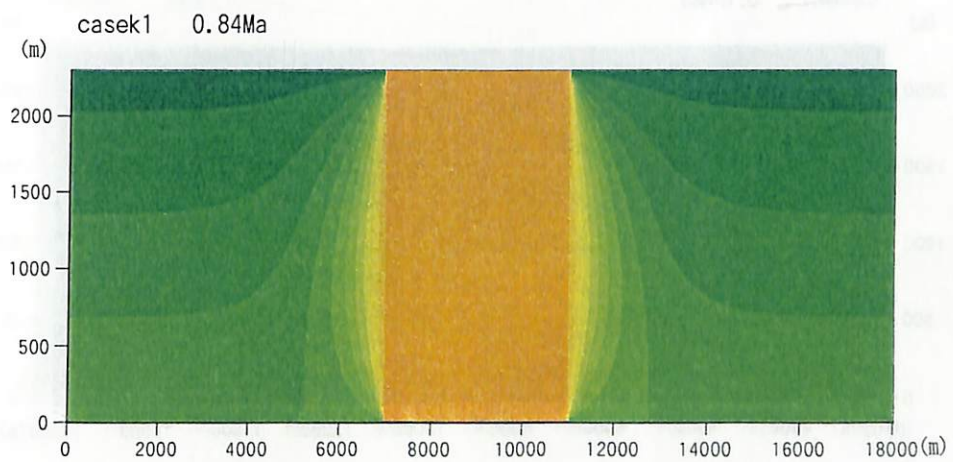
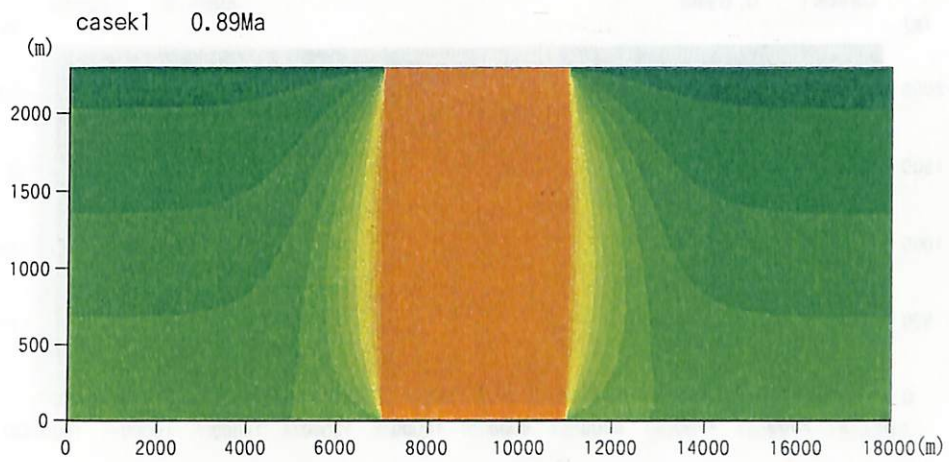
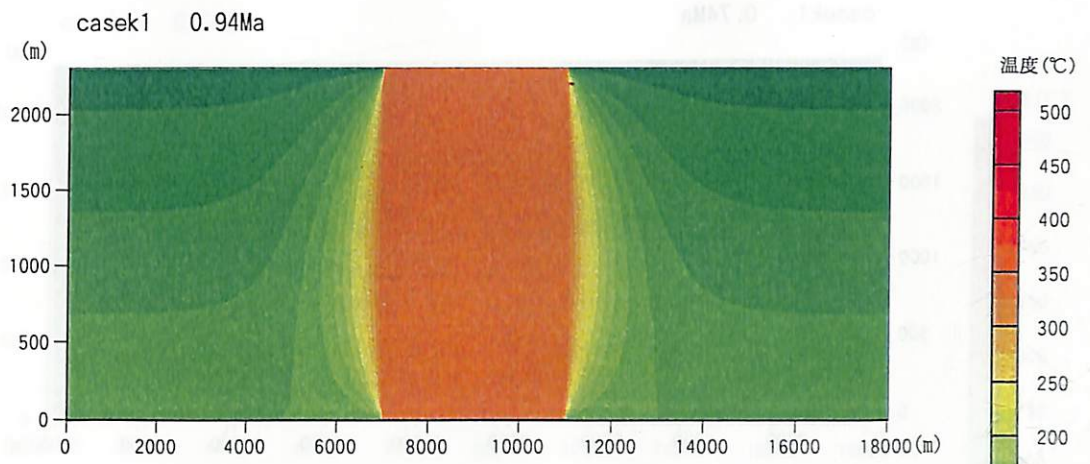
解析評価点位置 (casek1, casek2)

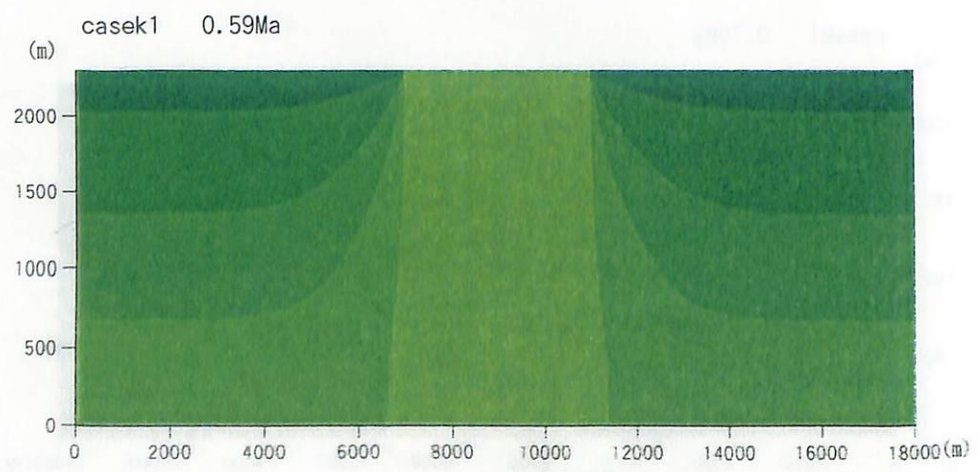
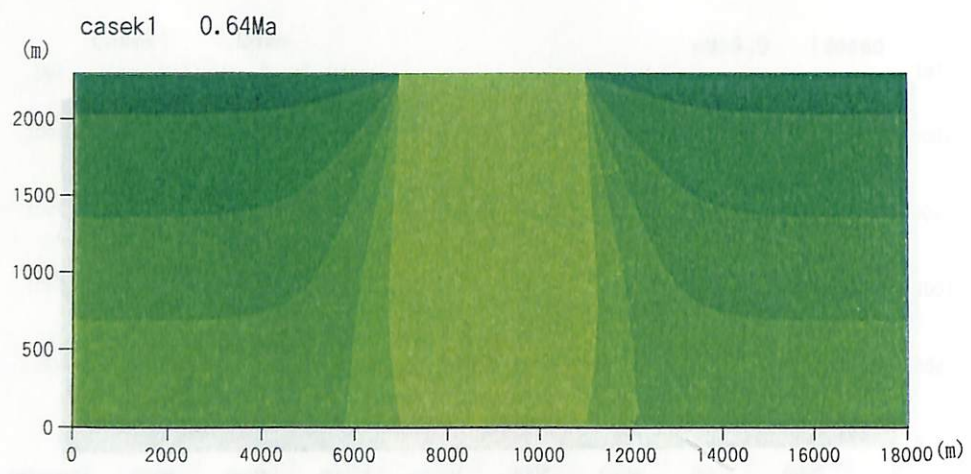
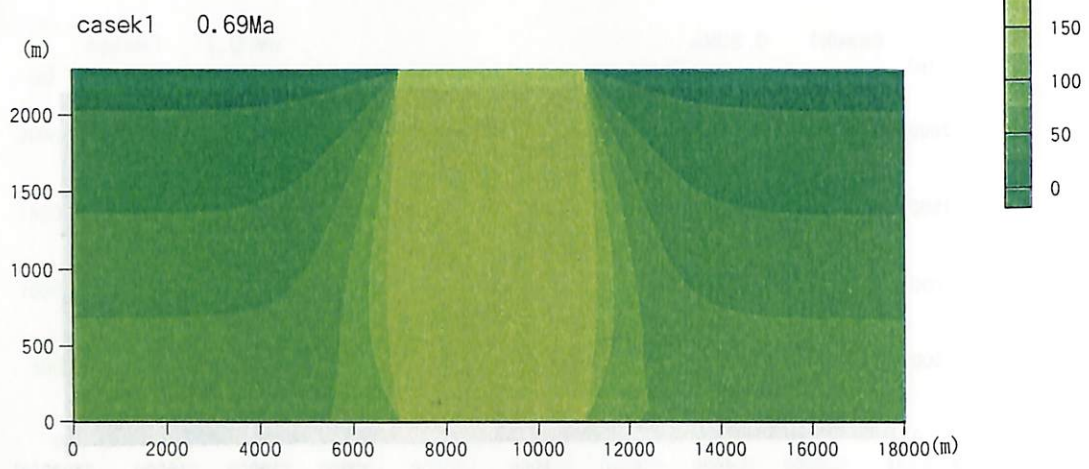
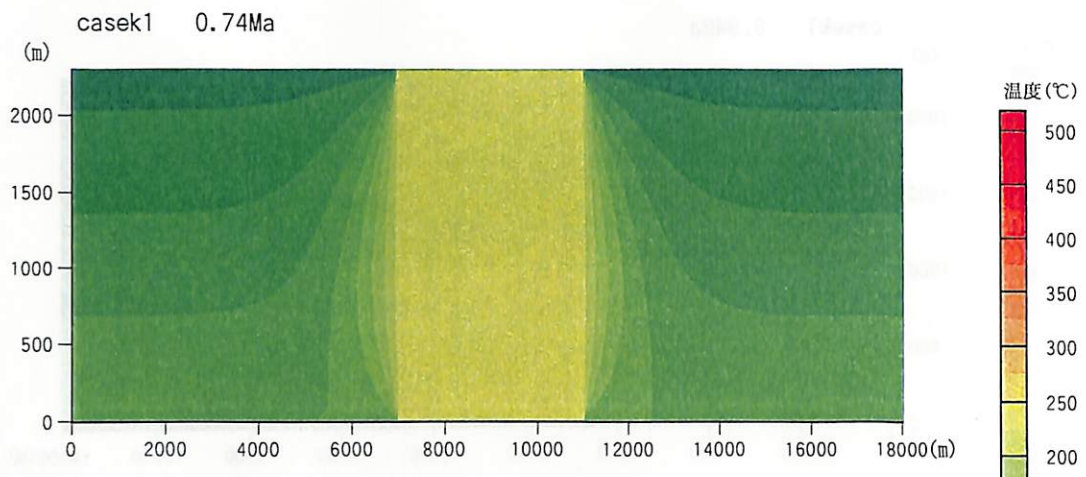


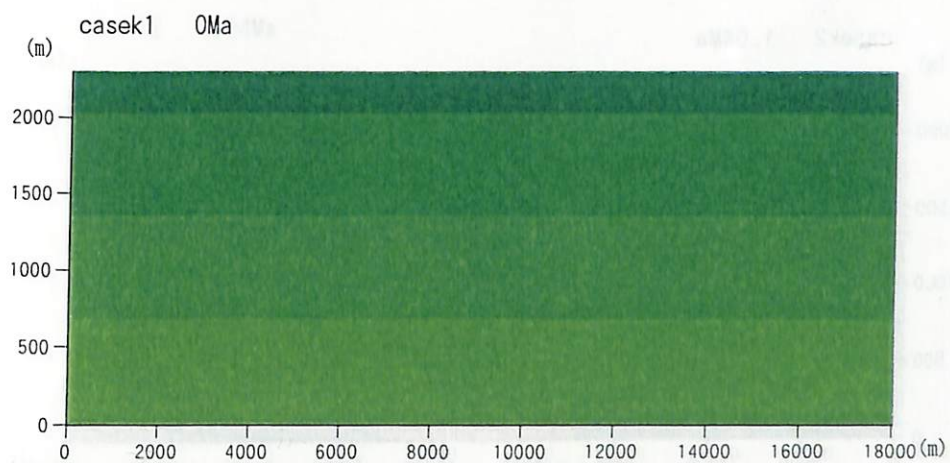
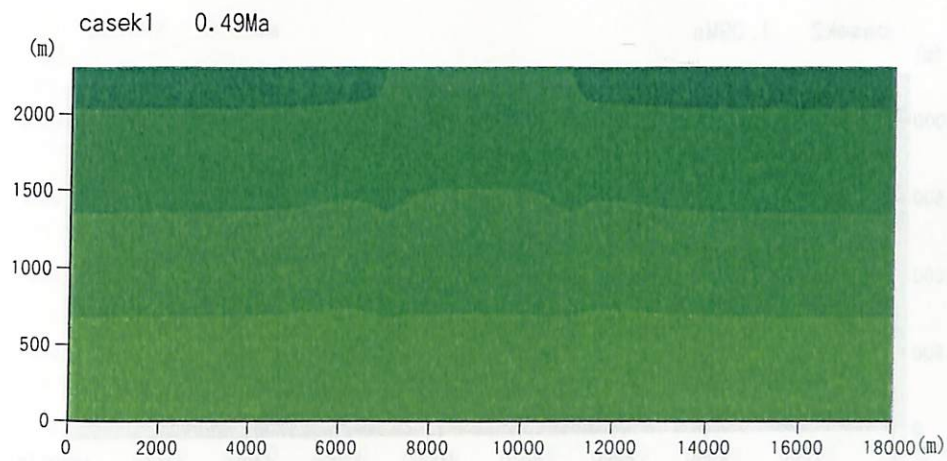
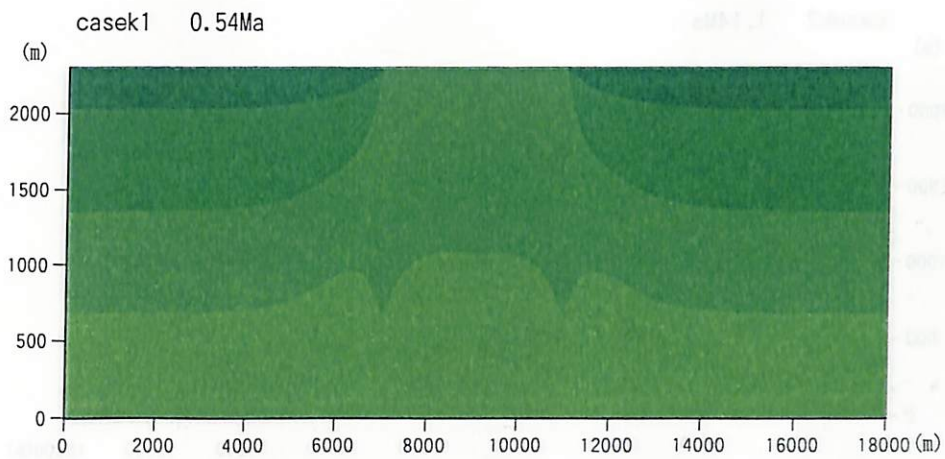
解析評価点位置 (casek3~casek13)

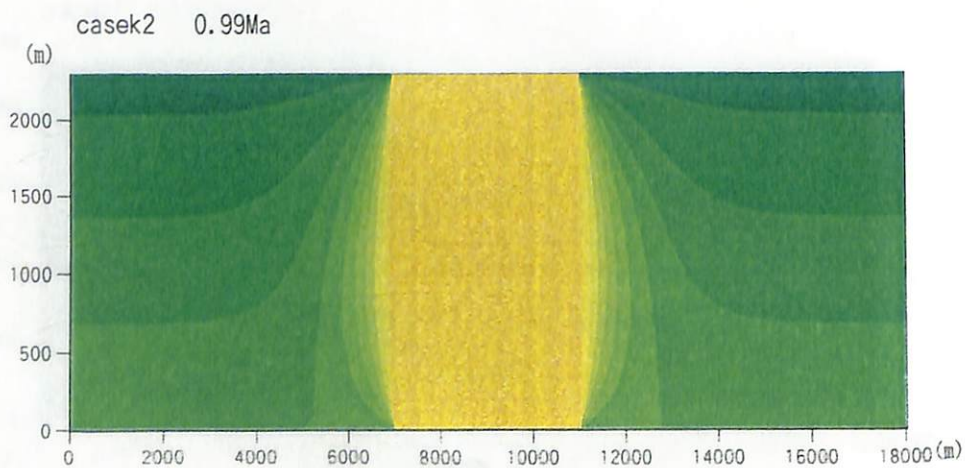
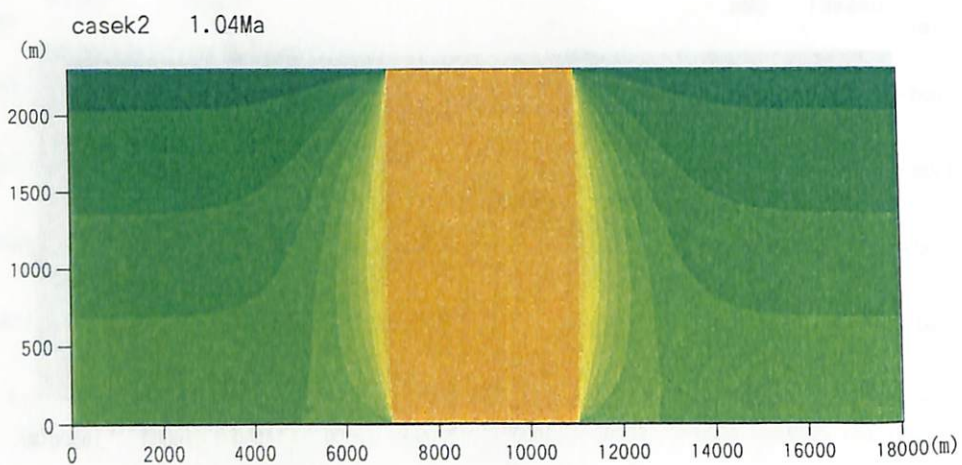
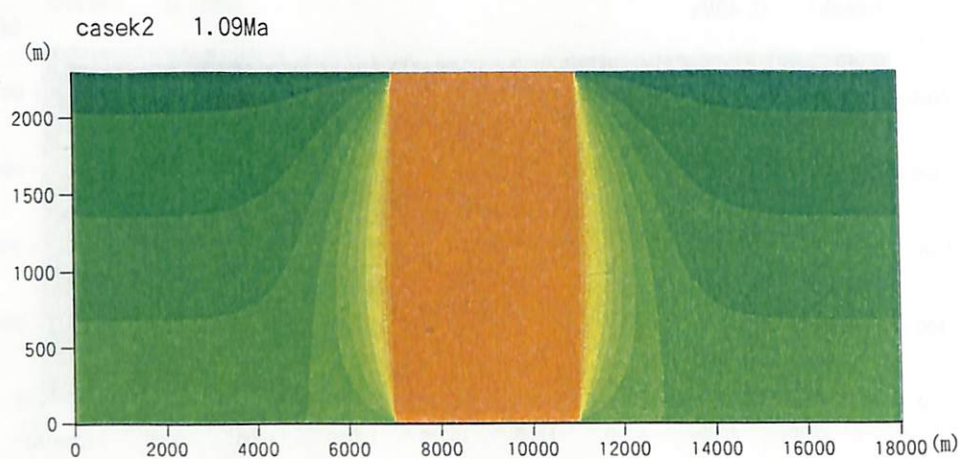
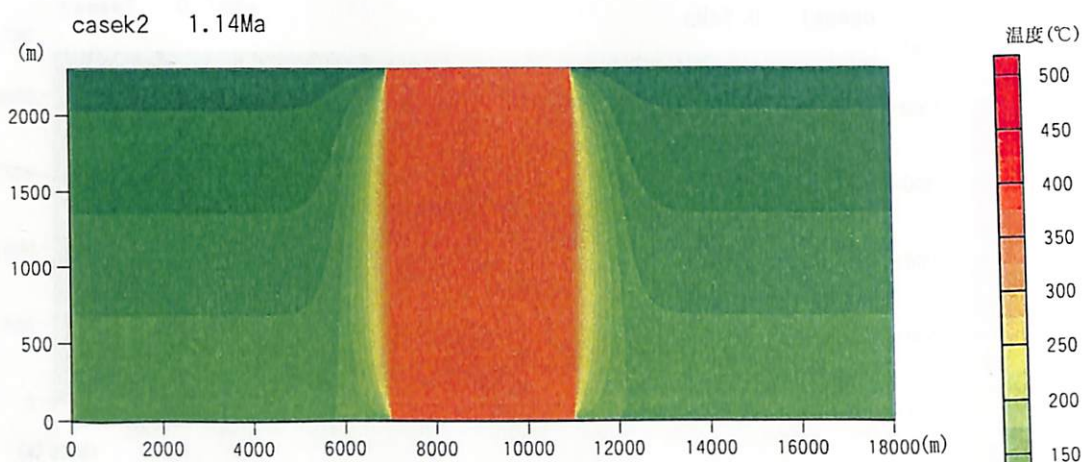


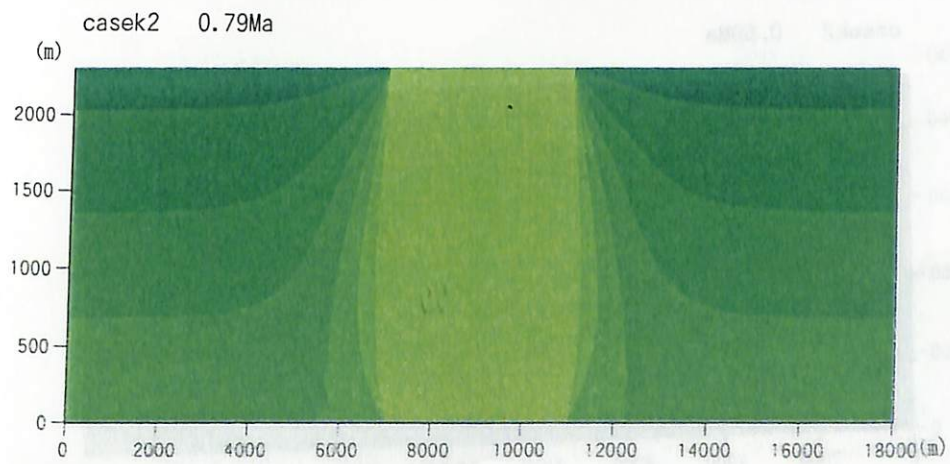
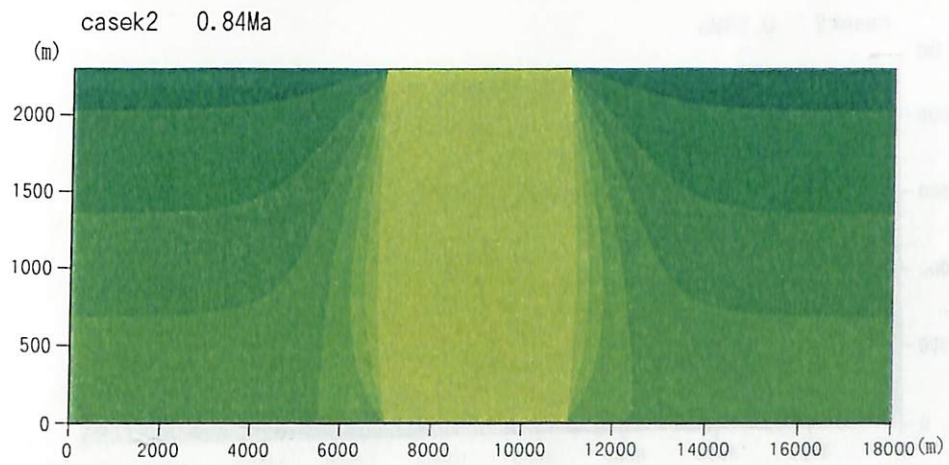
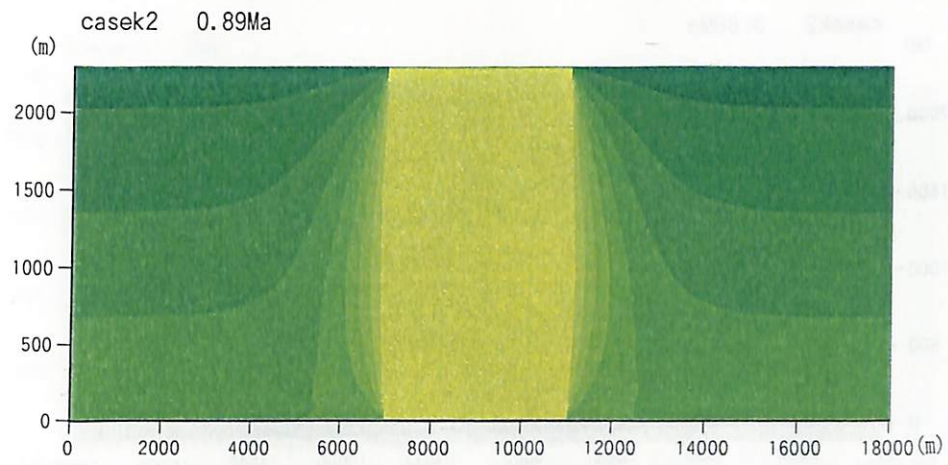
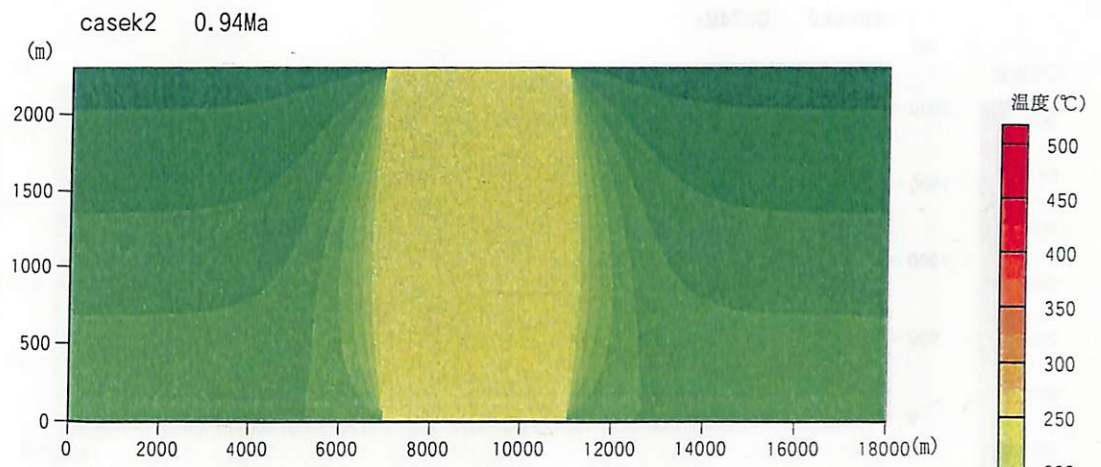


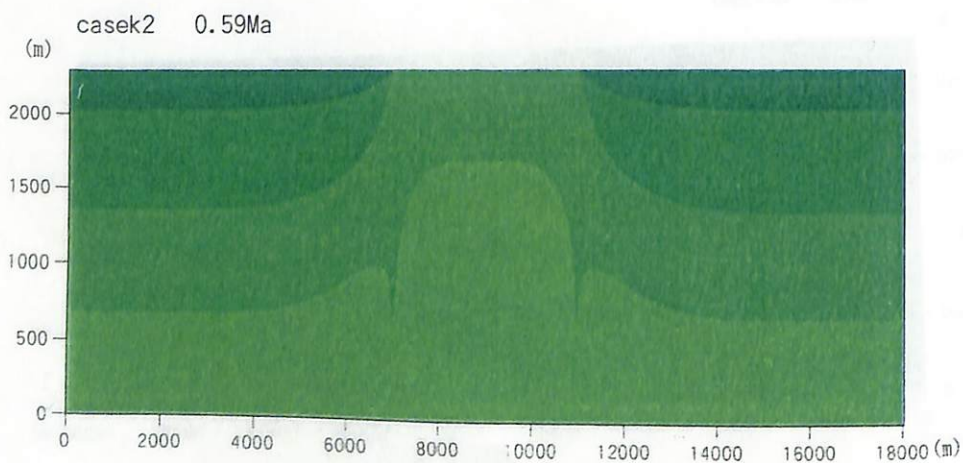
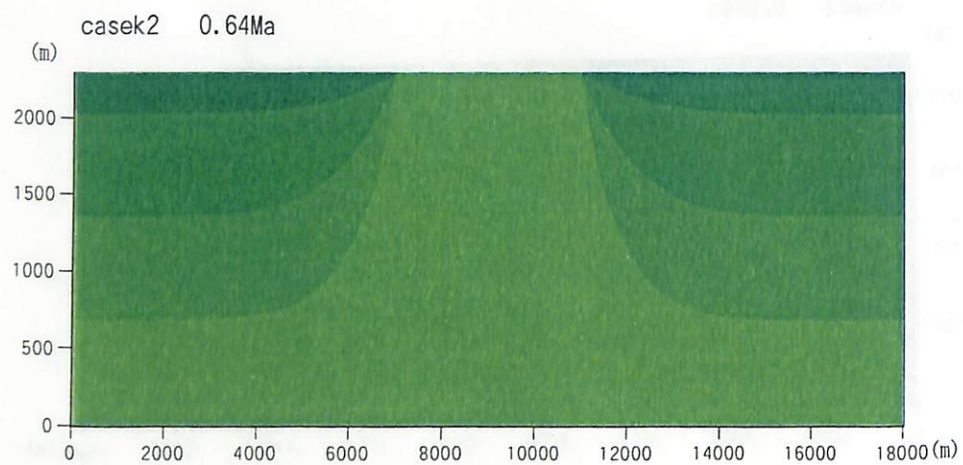
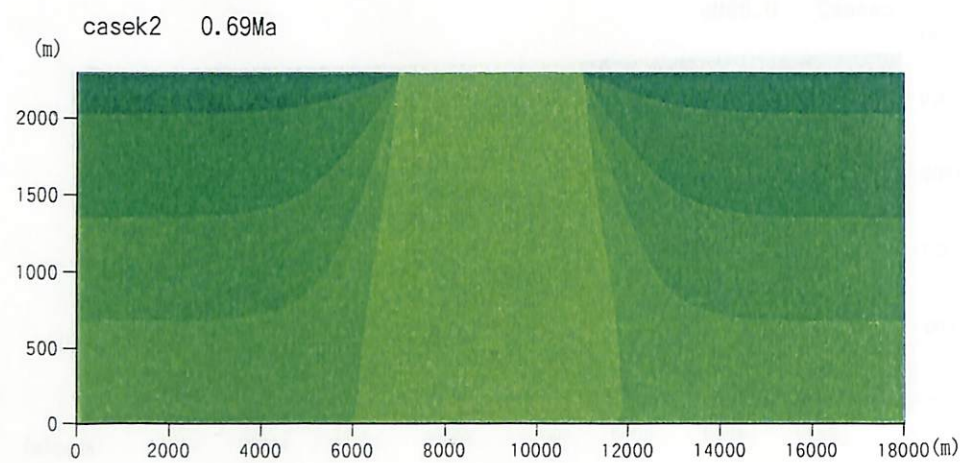
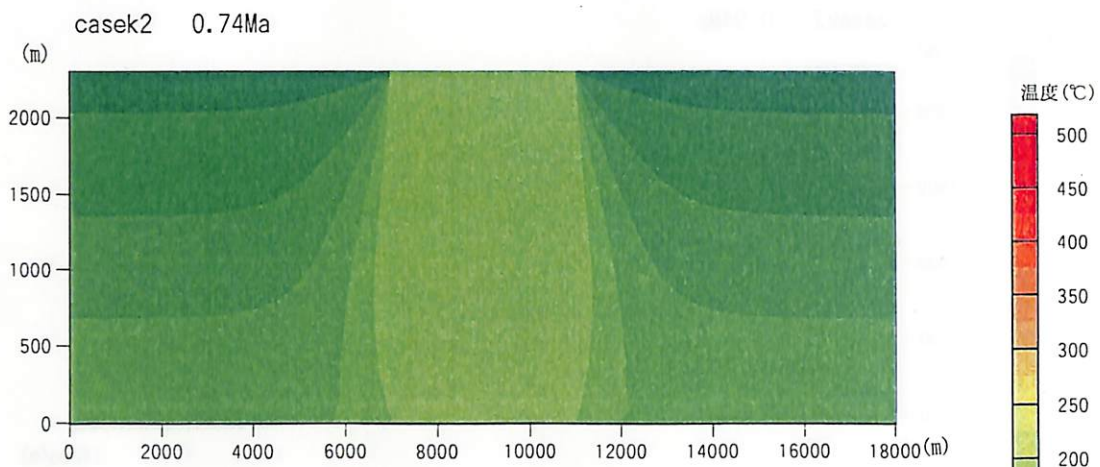


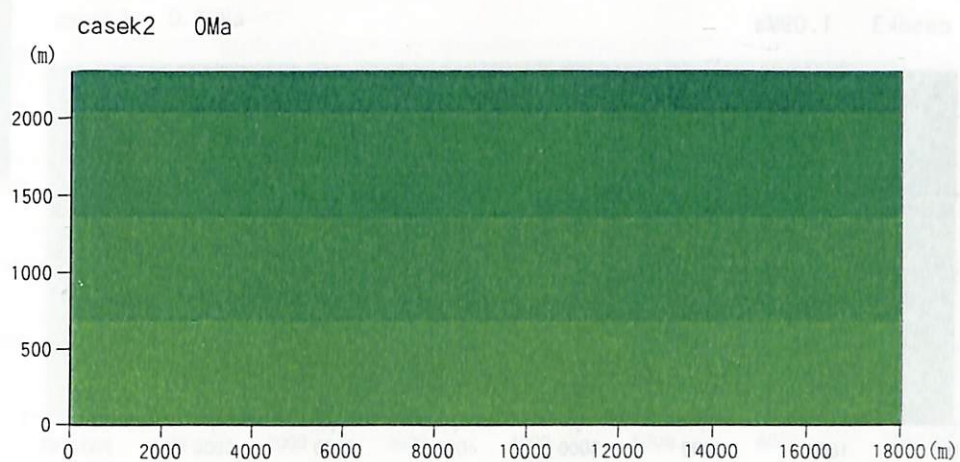
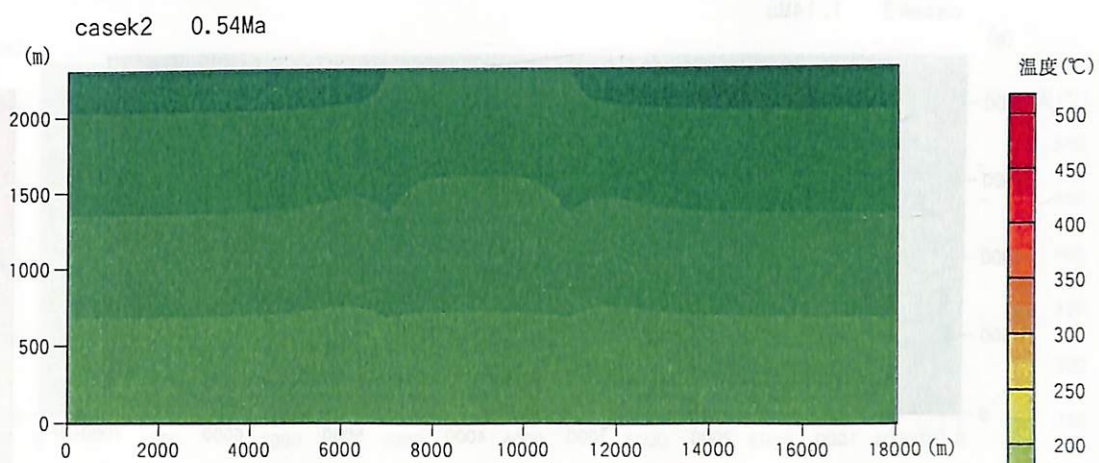


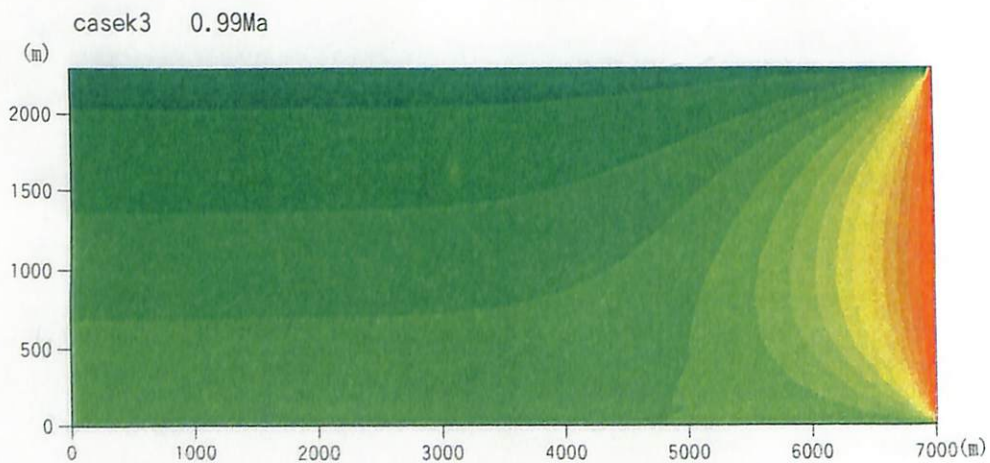
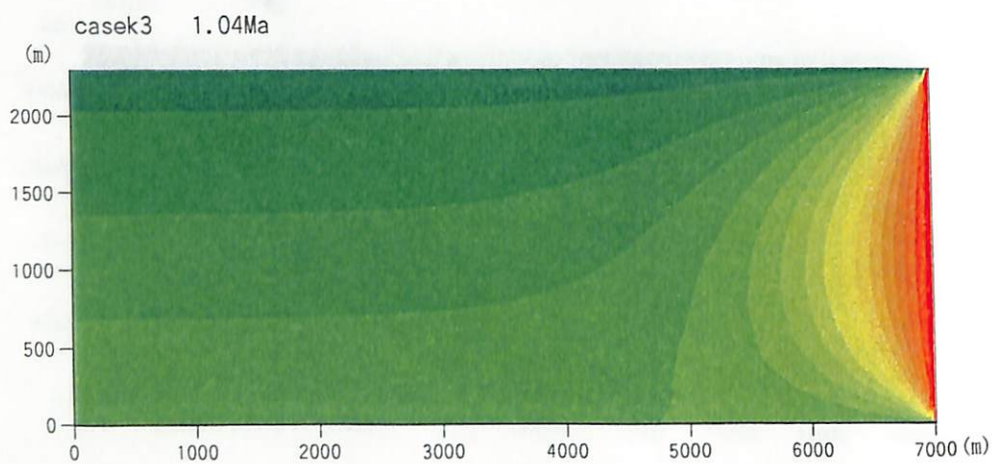
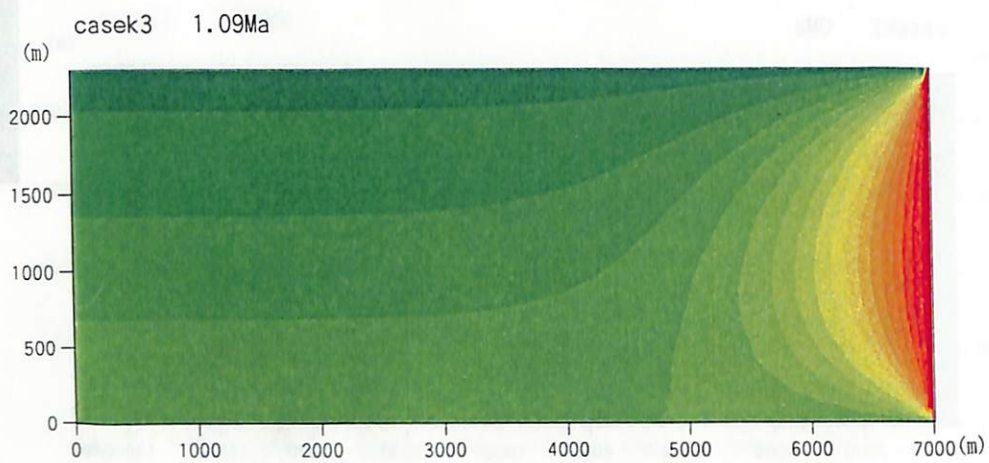
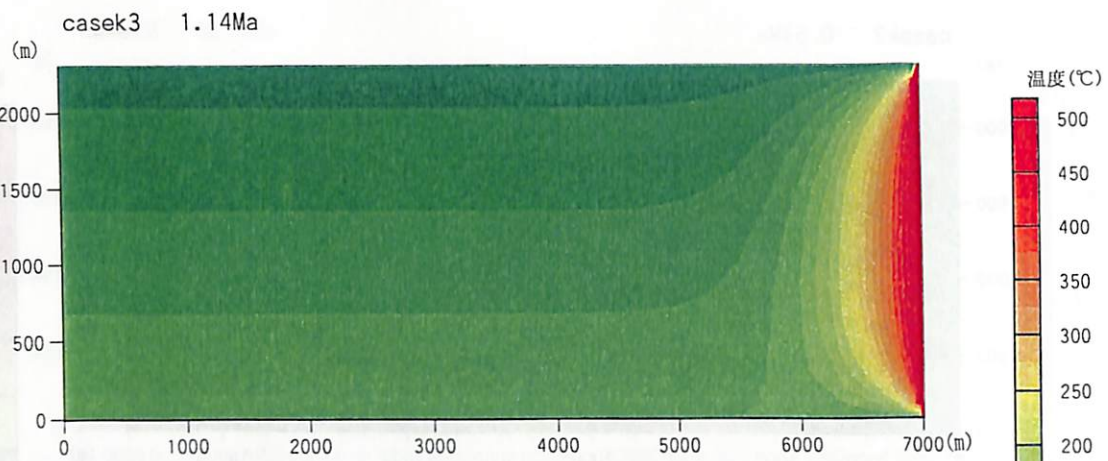




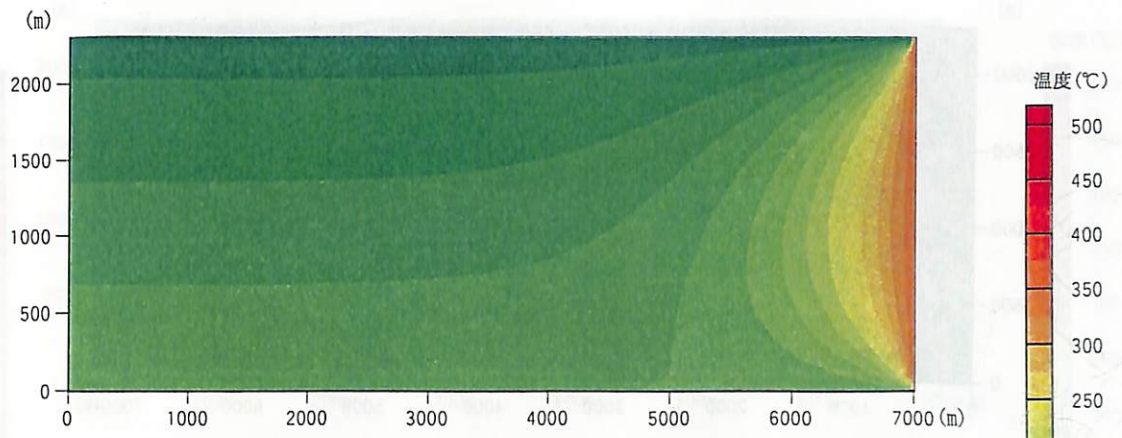




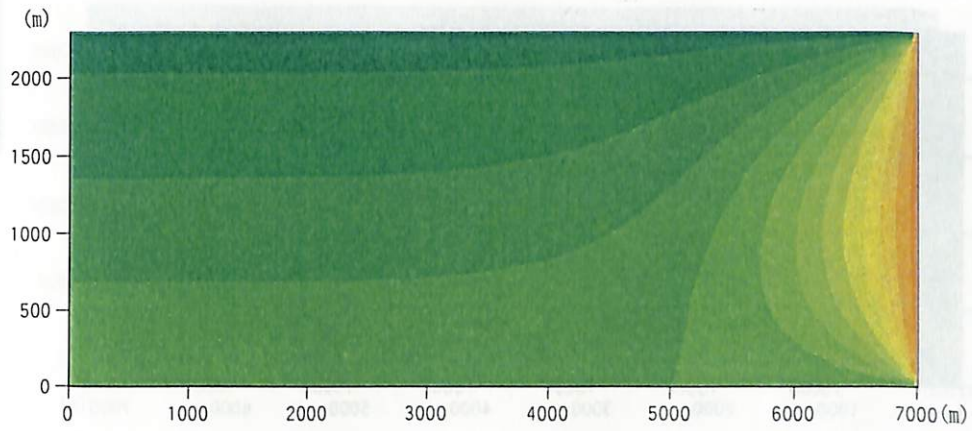




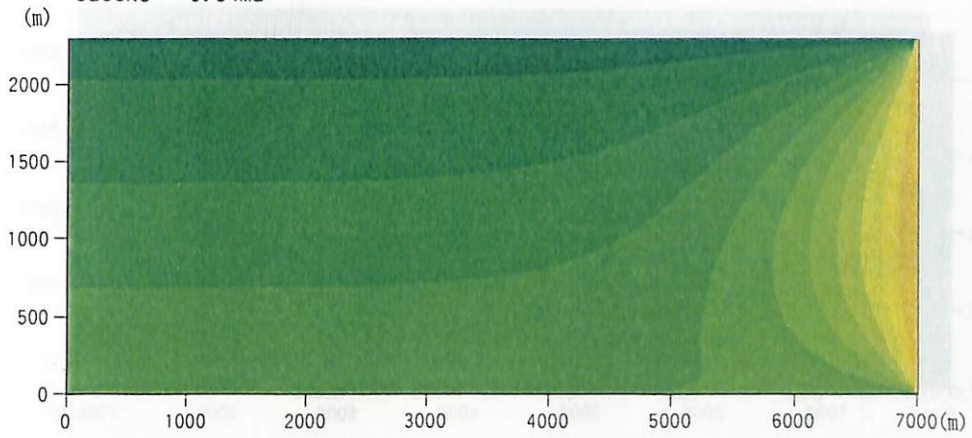
casek3 0.94Ma



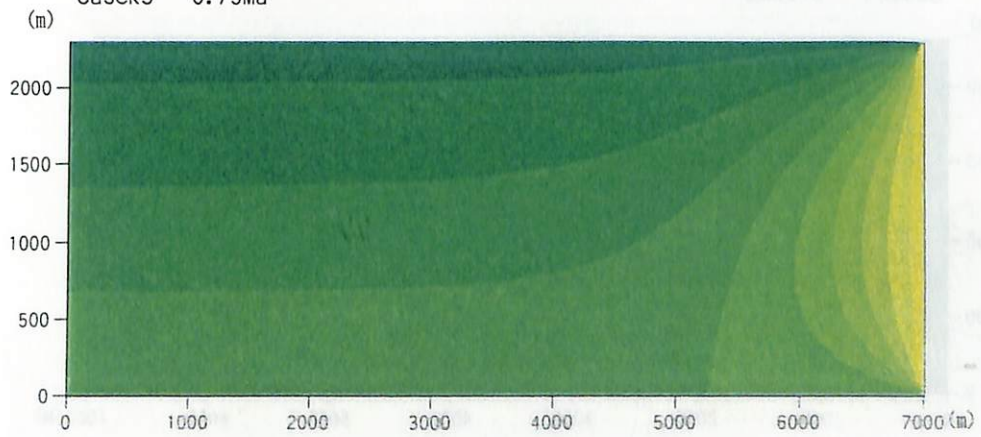
casek3 0.89Ma

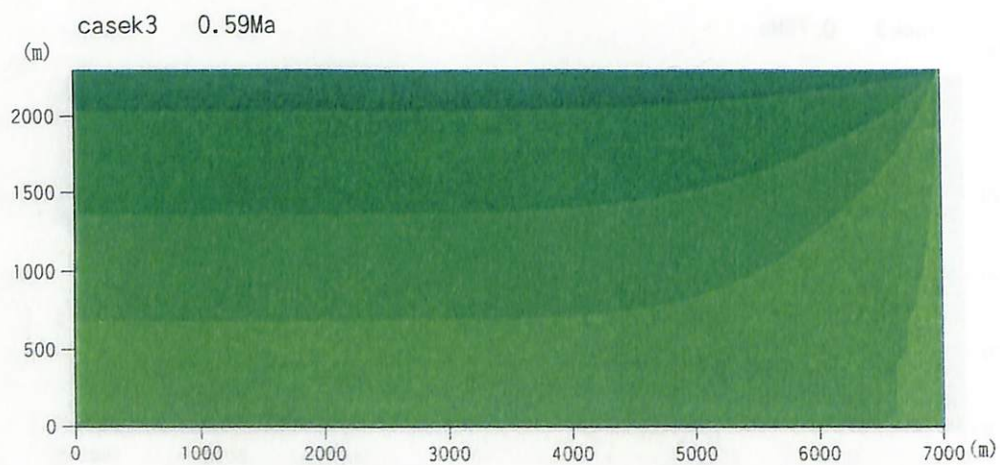
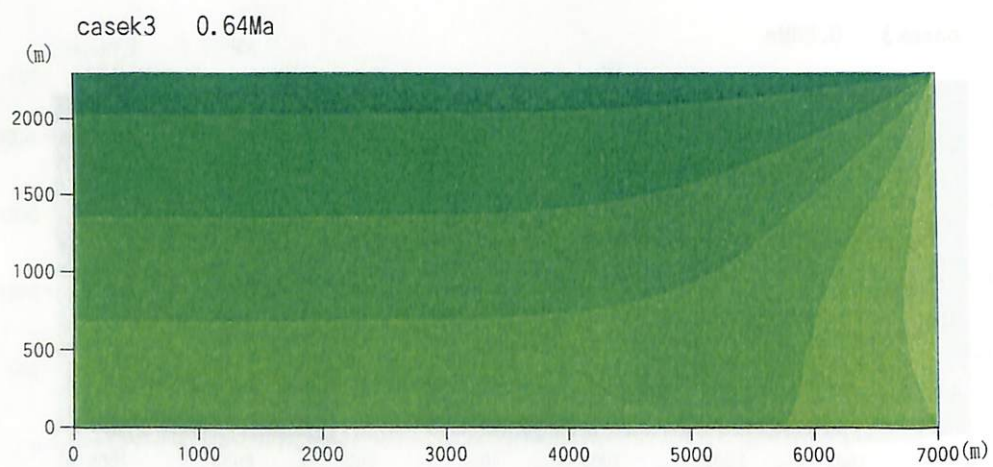
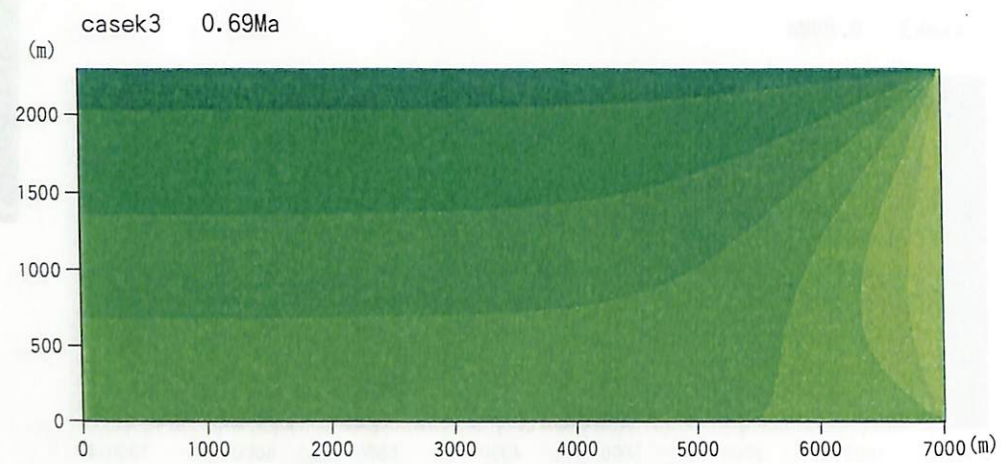
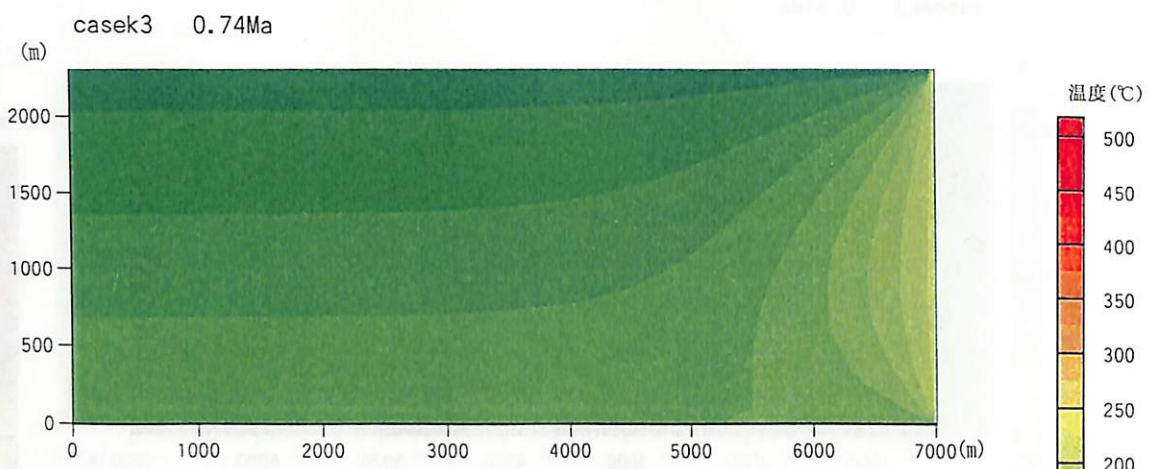


casek3 0.84Ma

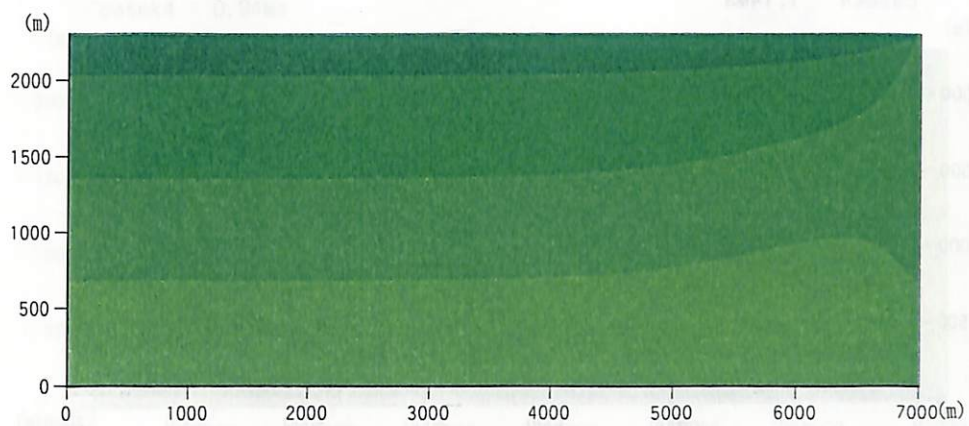


casek3 0.79Ma

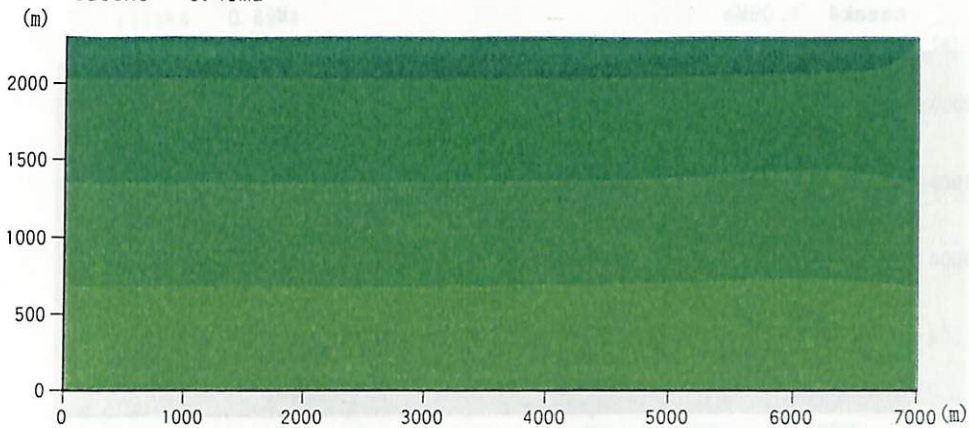




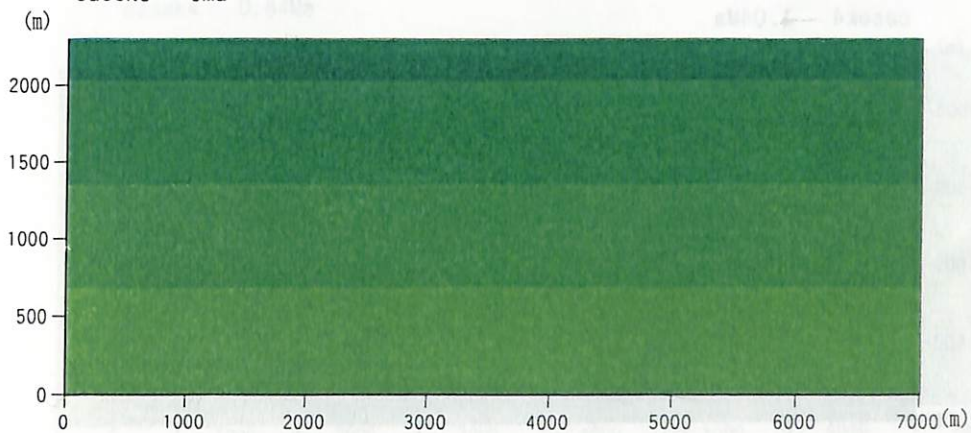
casek3 0.54Ma



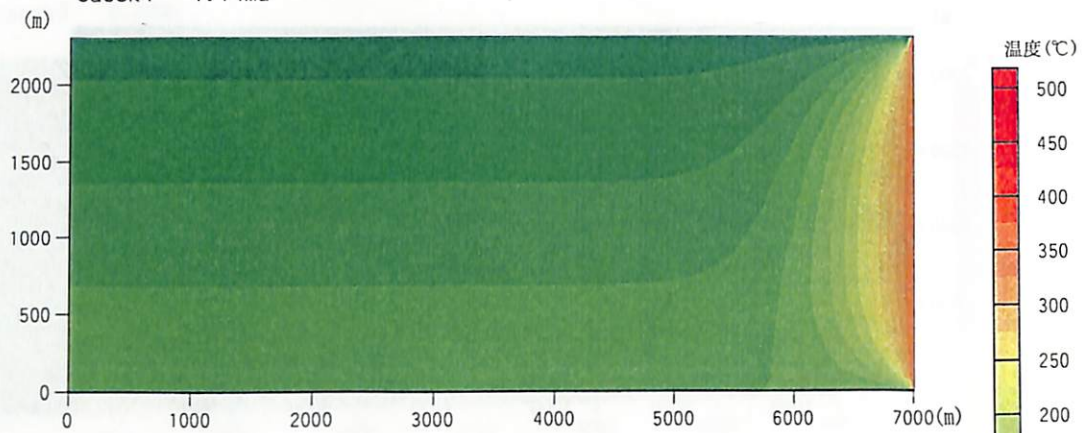
casek3 0.49Ma



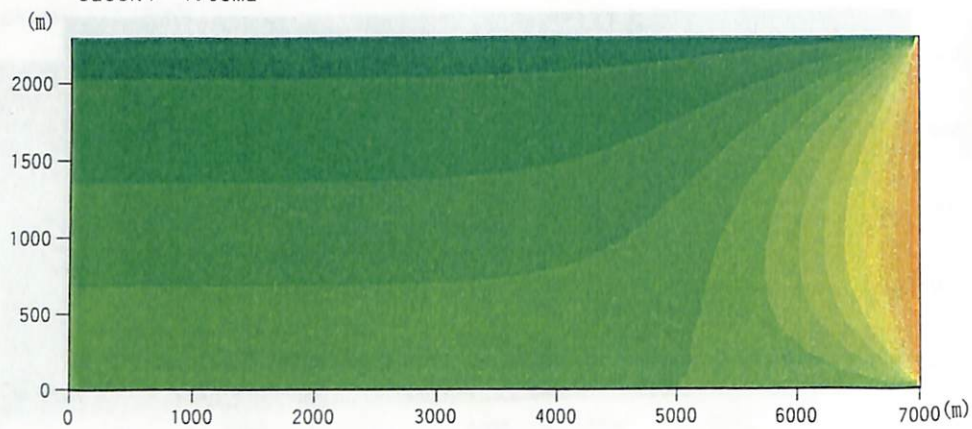
casek3 0Ma



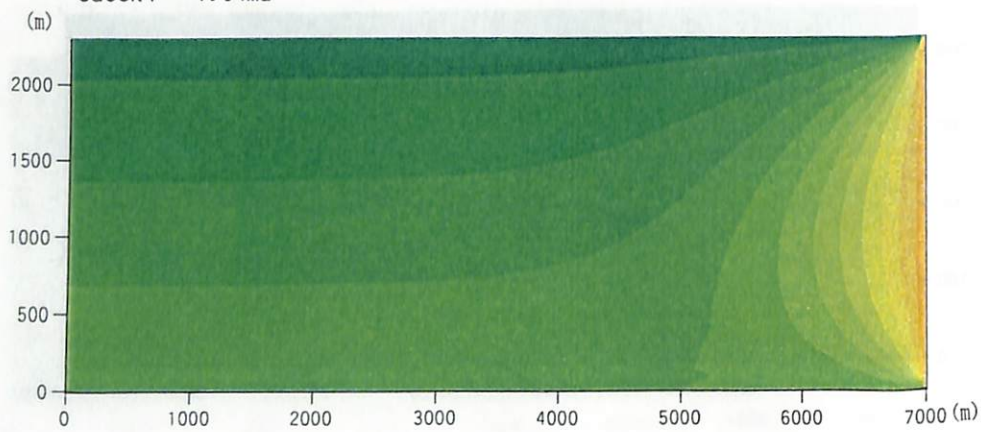
casek4 1.14Ma



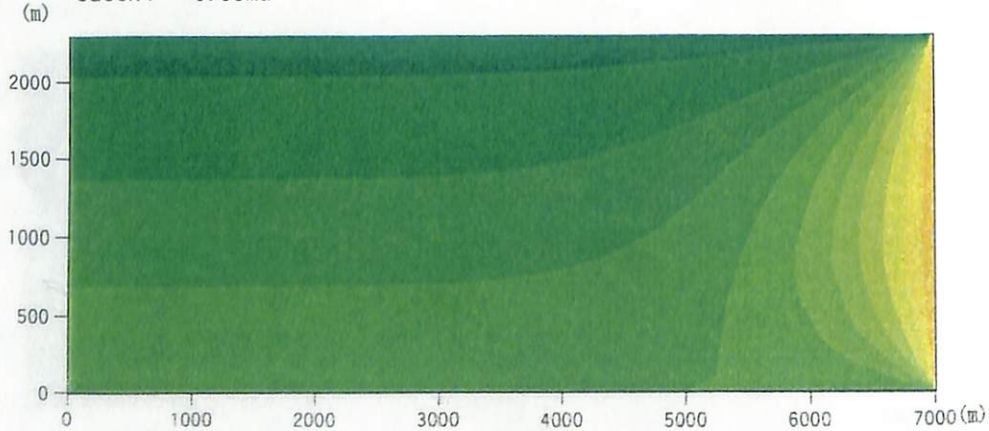
casek4 1.09Ma



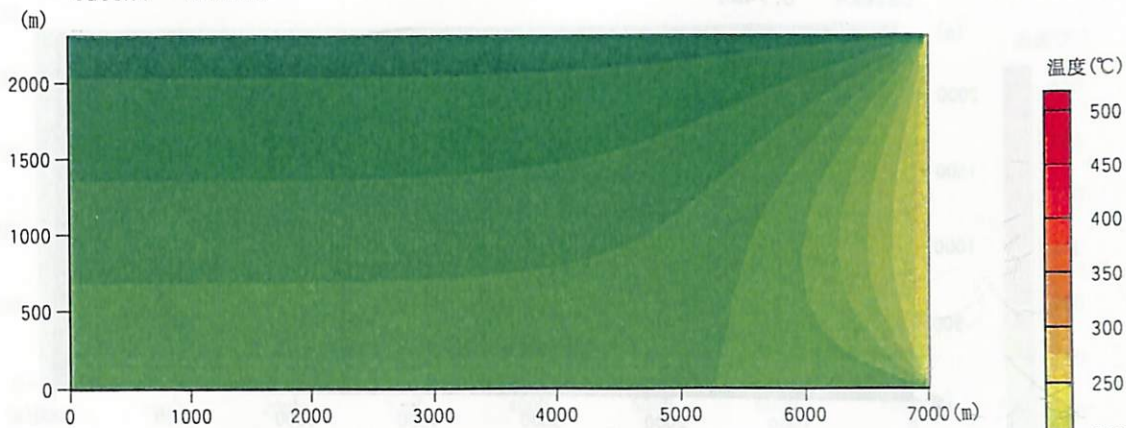
casek4 1.04Ma



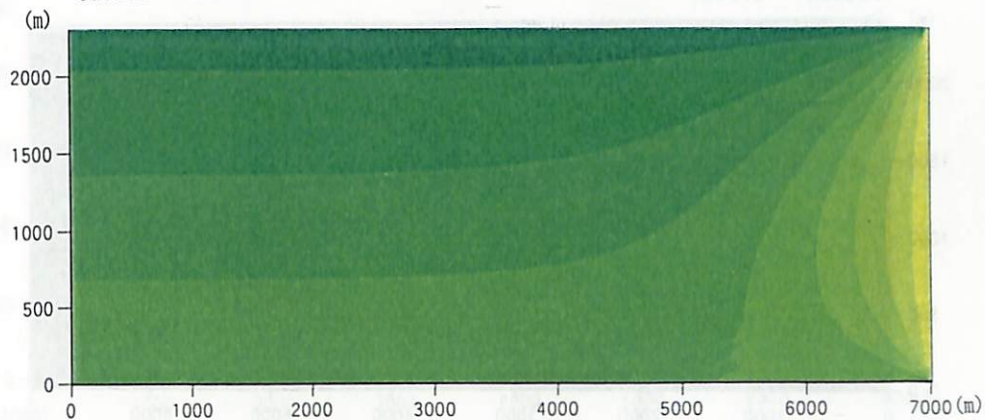
casek4 0.99Ma



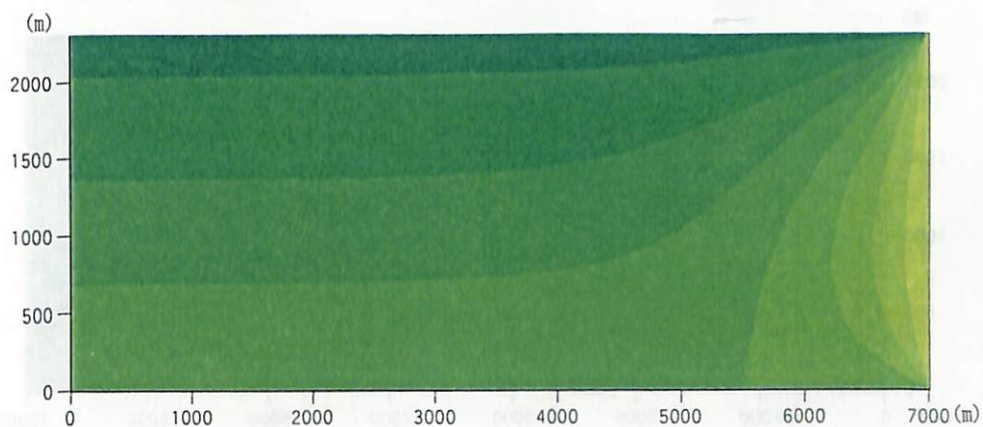
casek4 0.94Ma



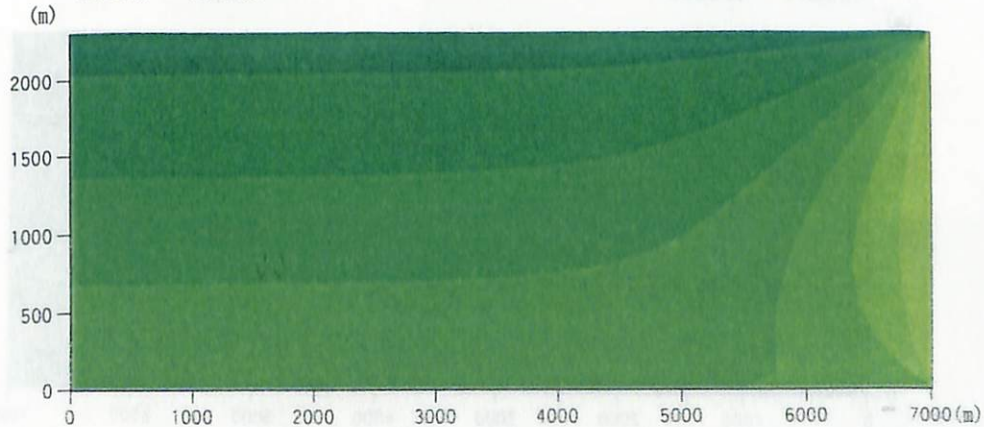
casek4 0.89Ma

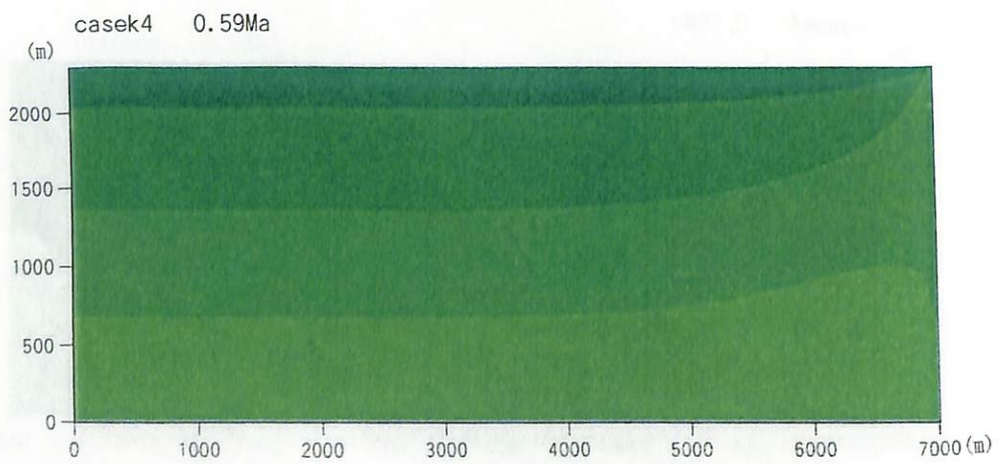
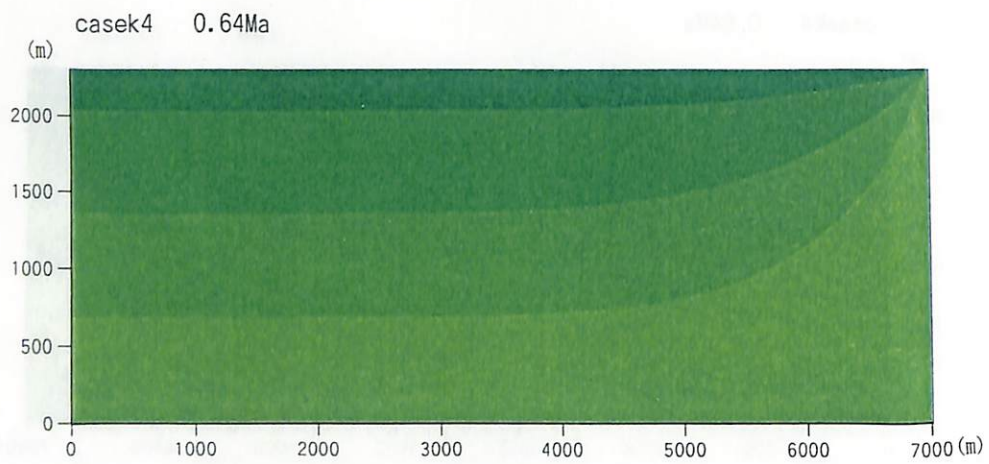
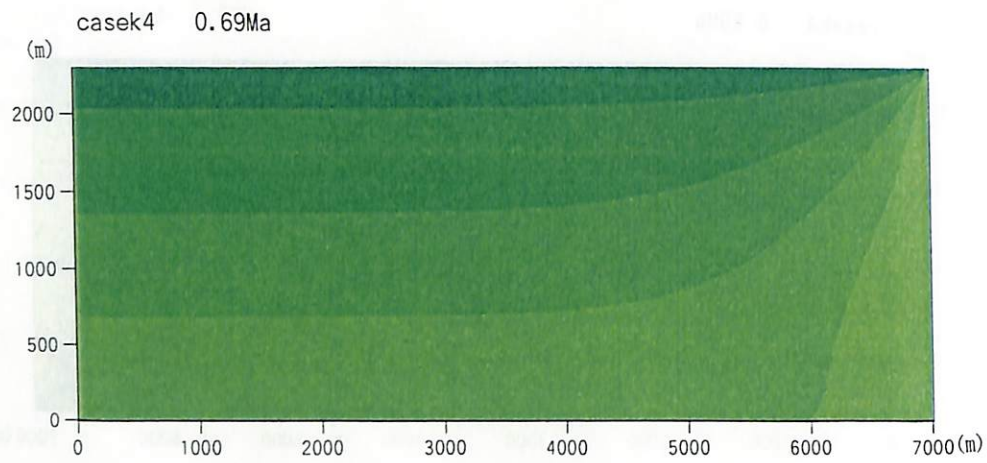
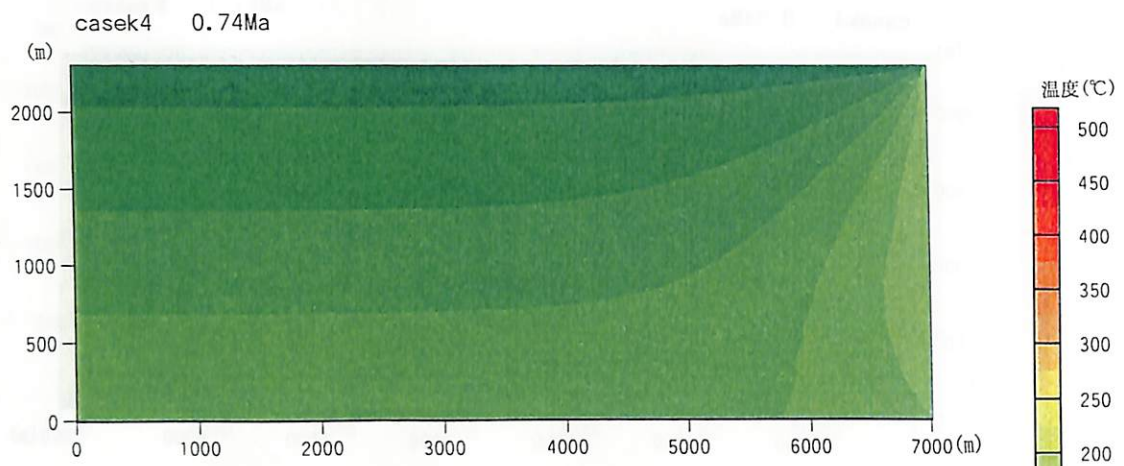


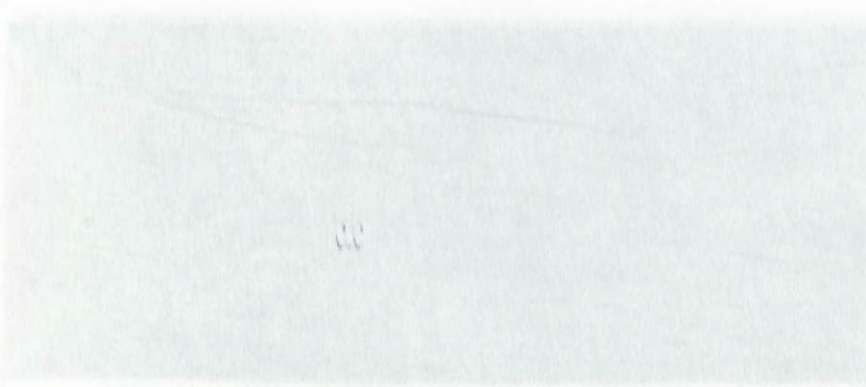
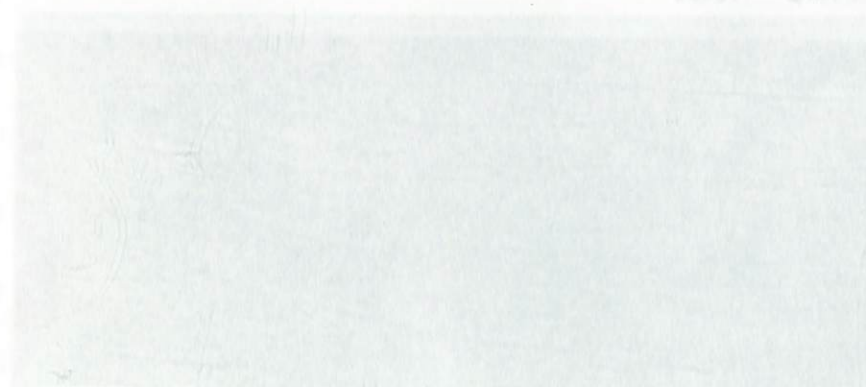
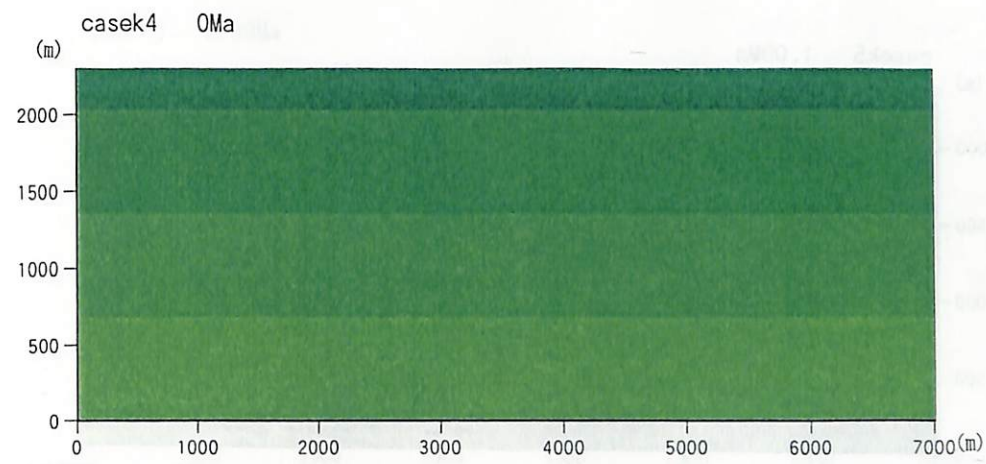
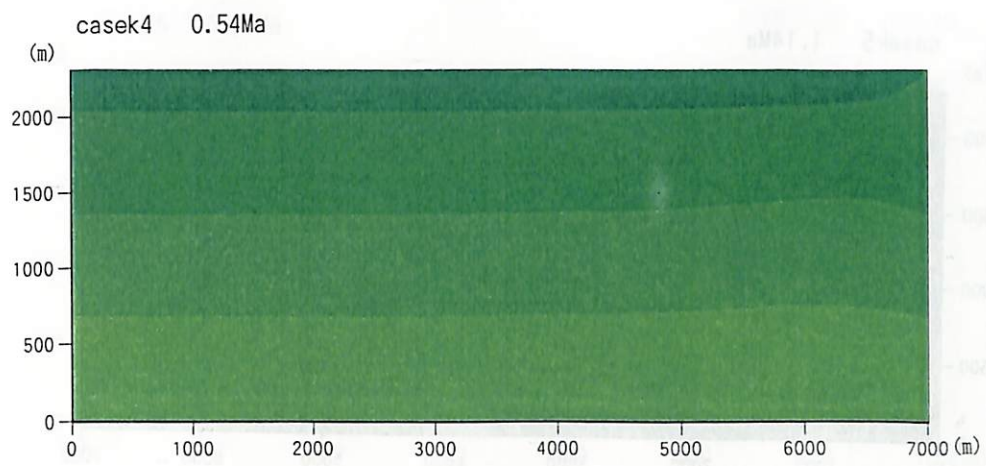
casek4 0.84Ma

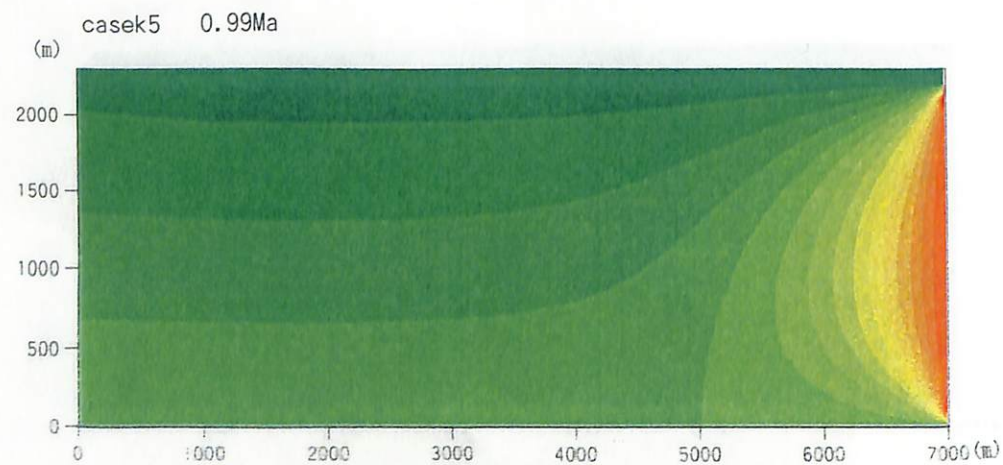
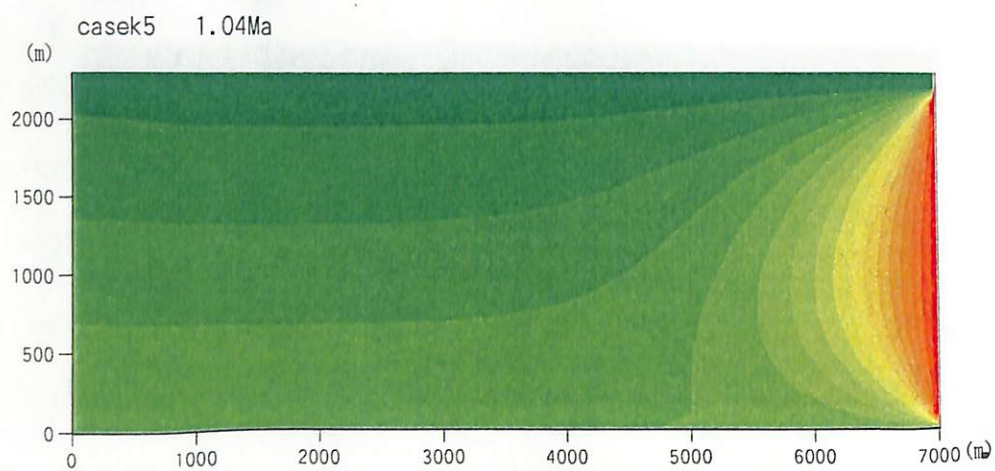
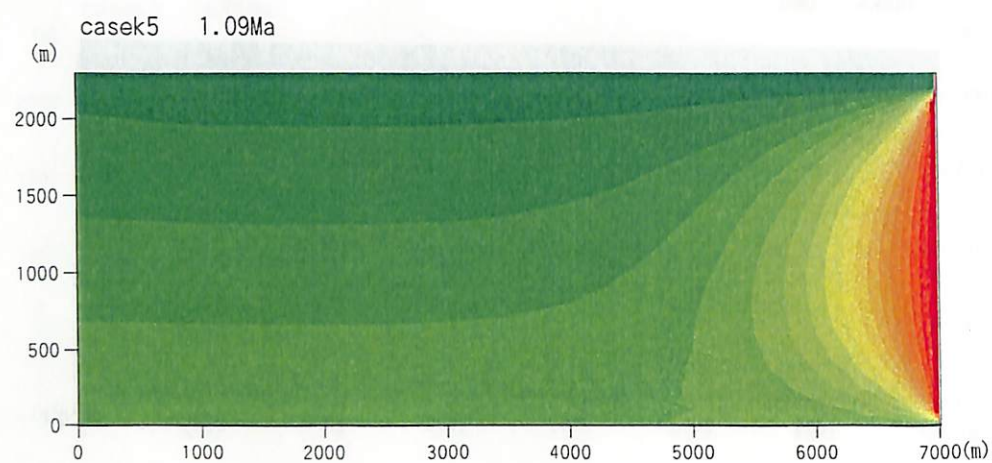
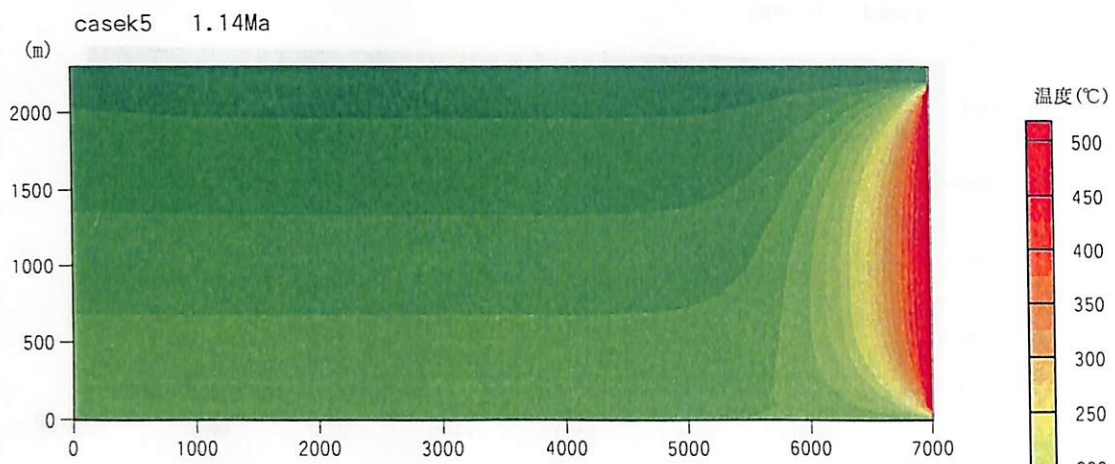


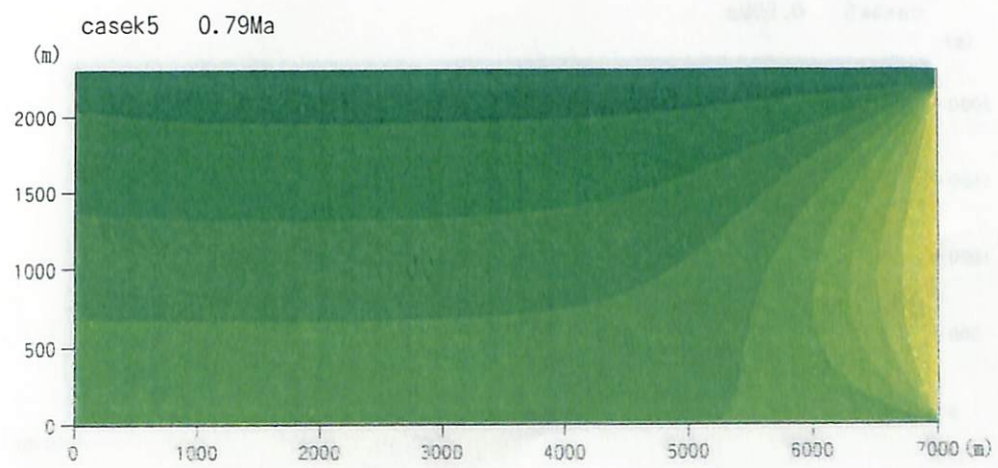
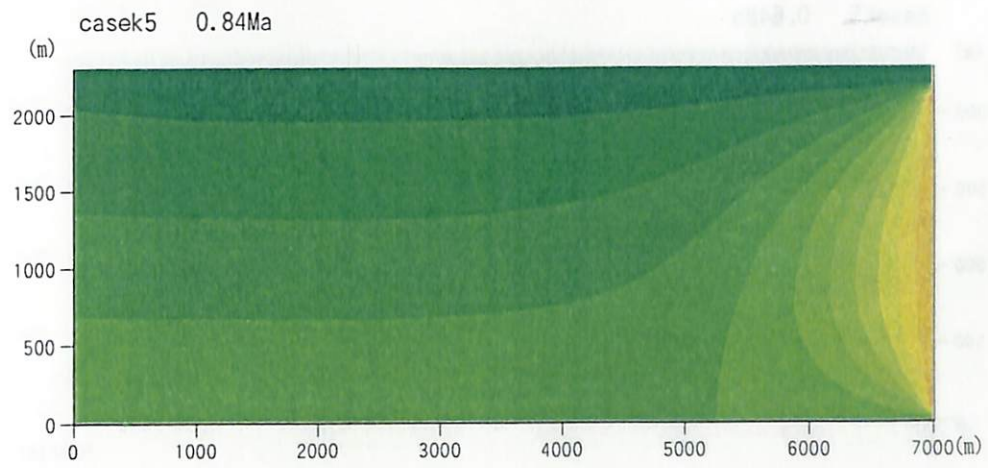
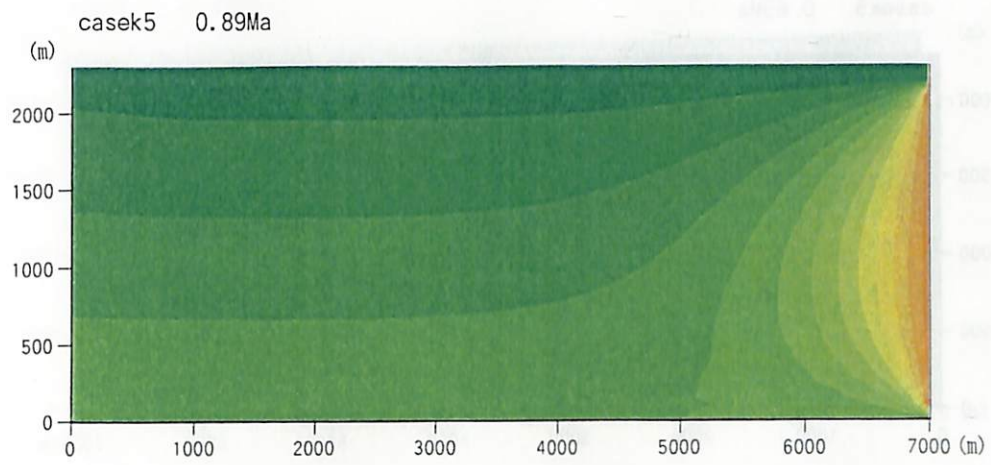
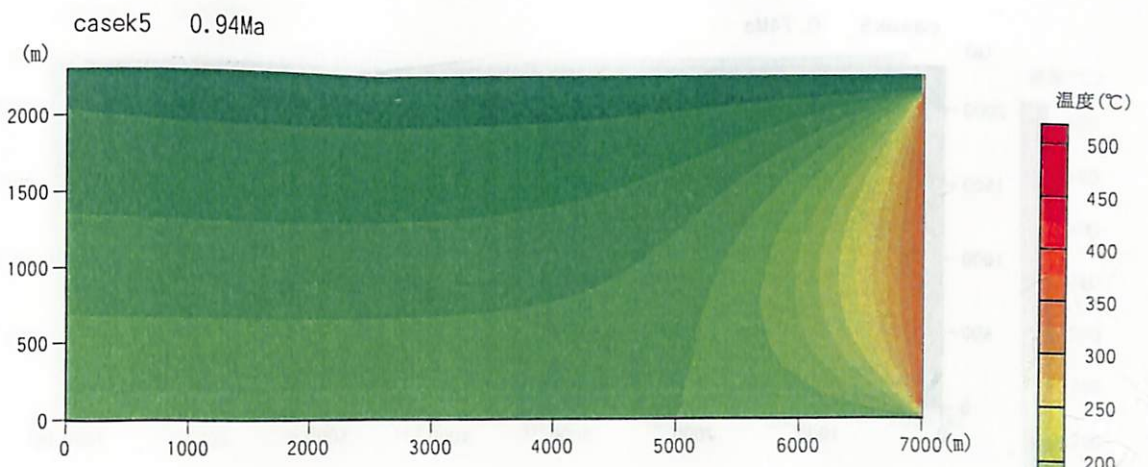
casek4 0.79Ma

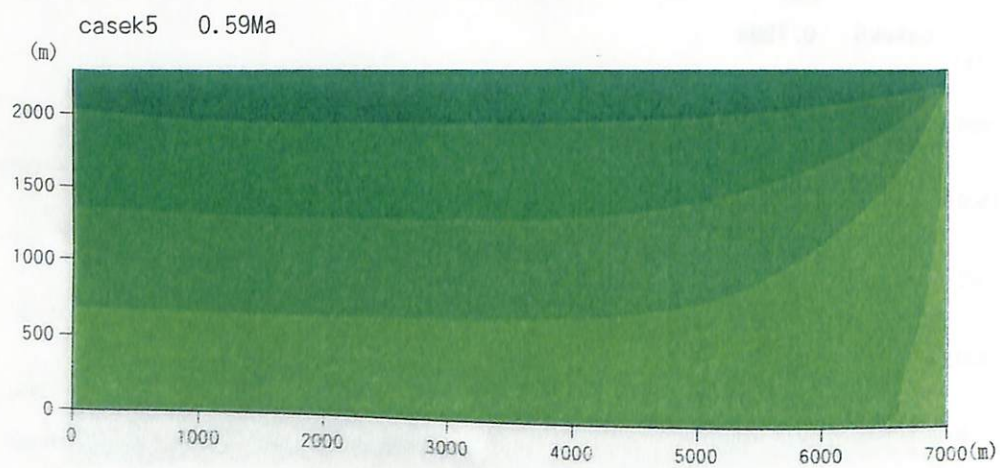
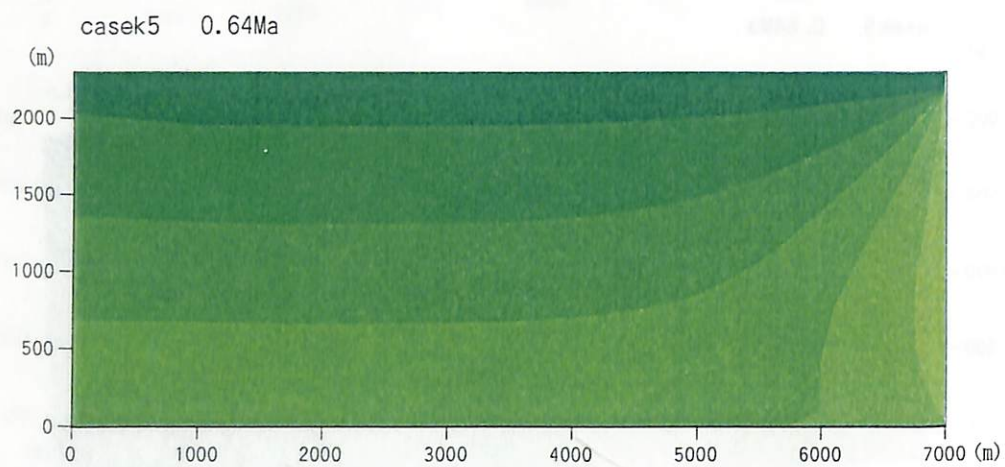
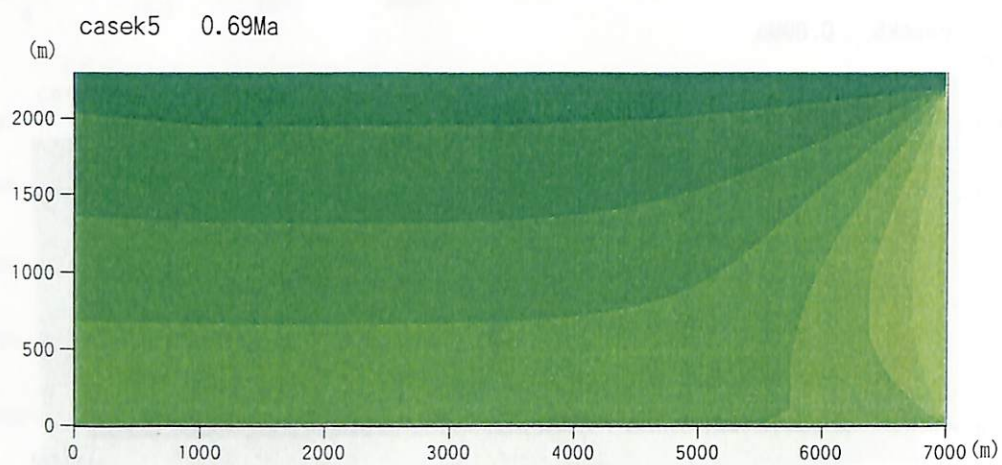
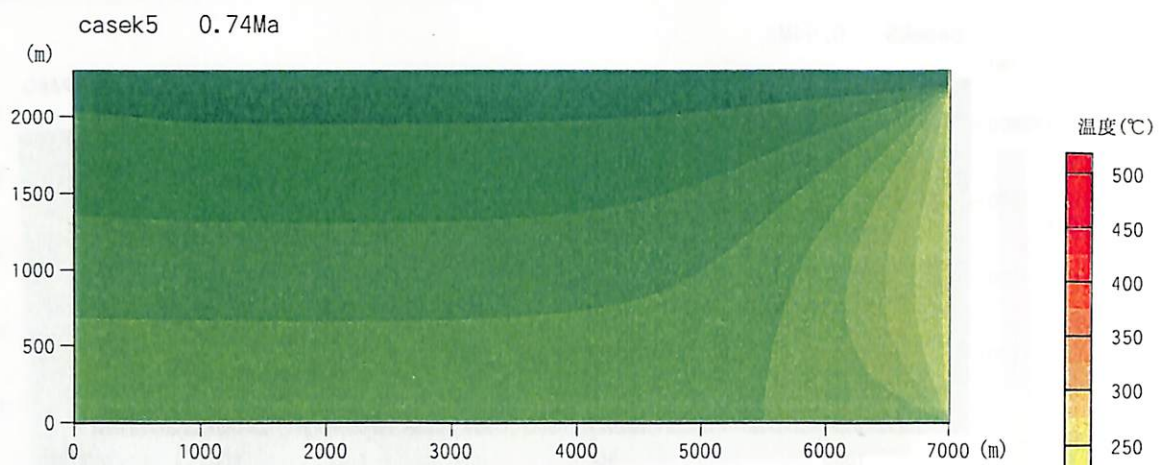




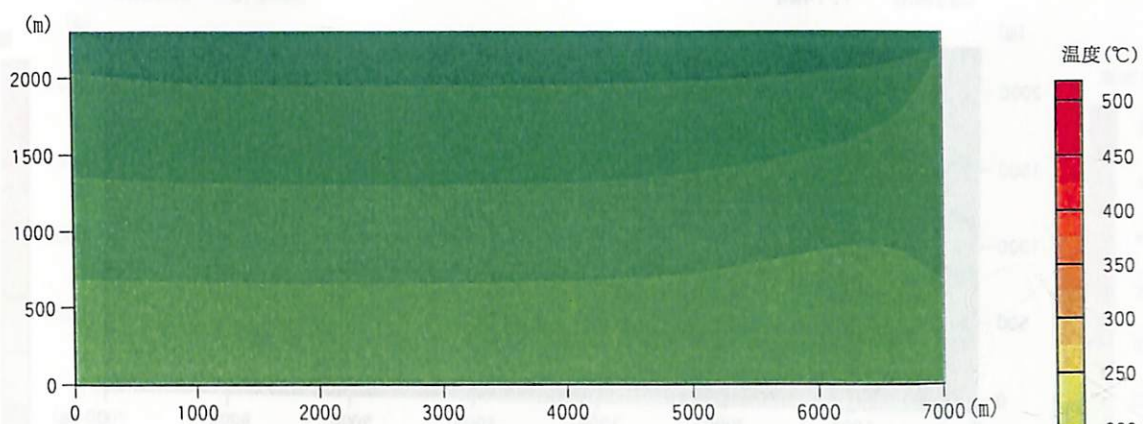




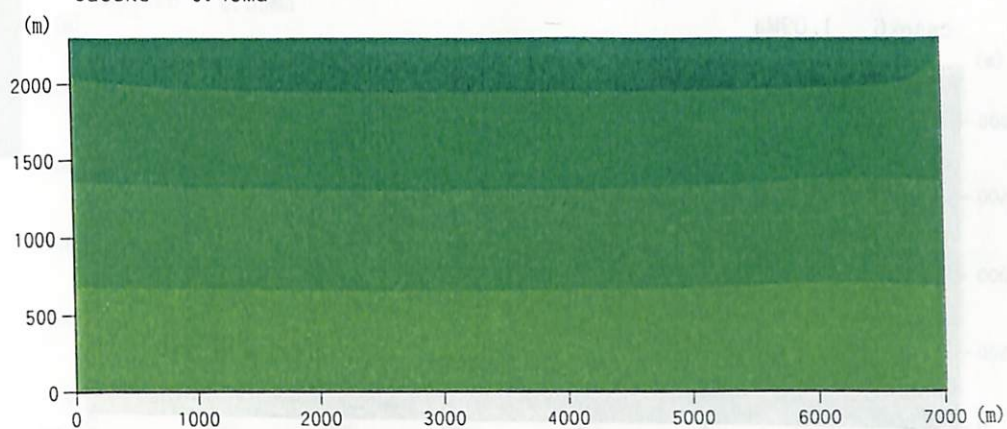




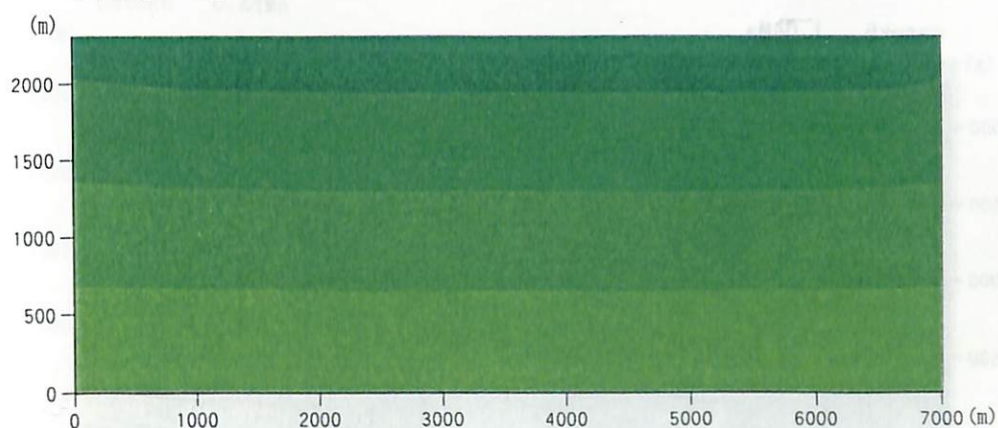
casek5 0.54Ma

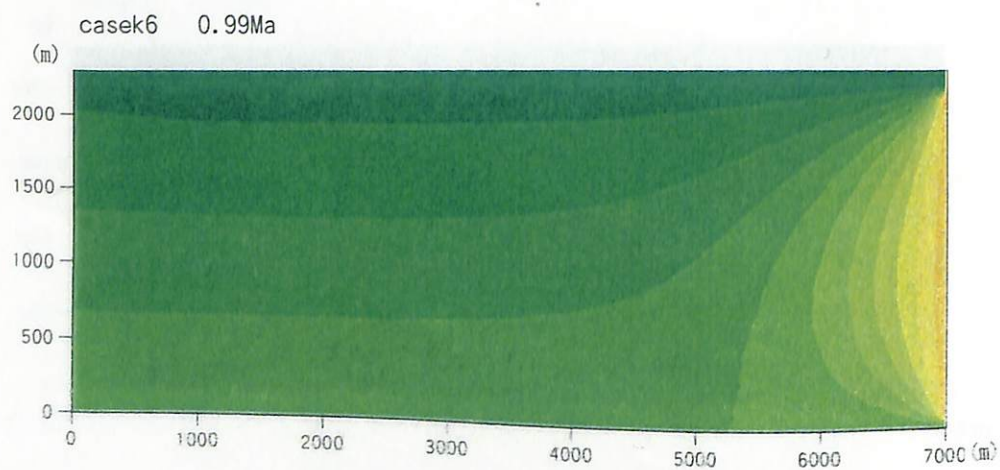
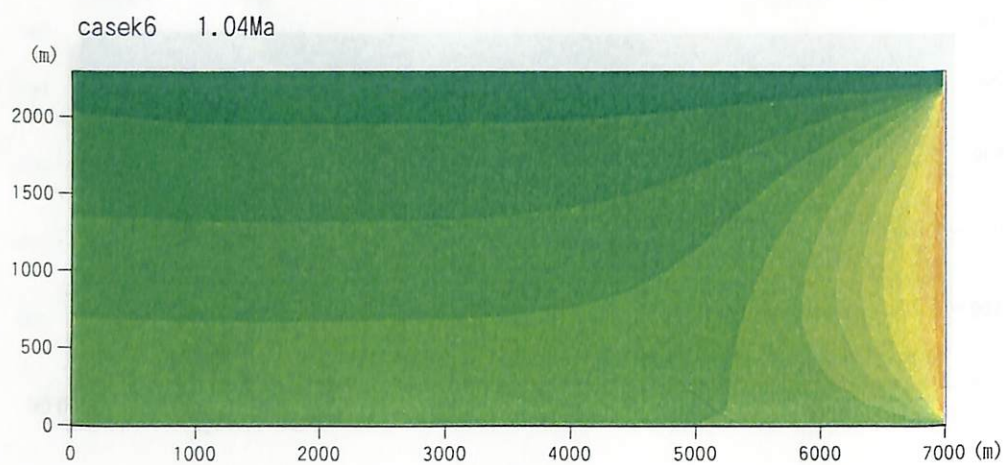
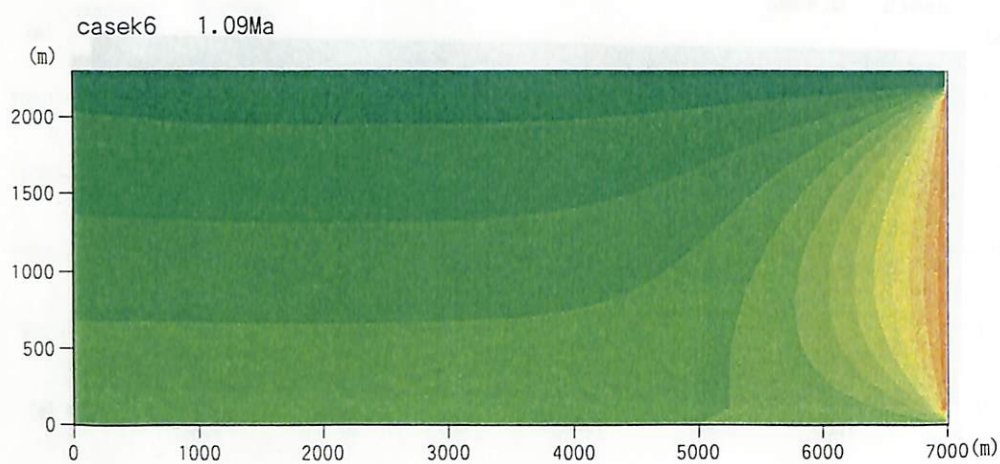
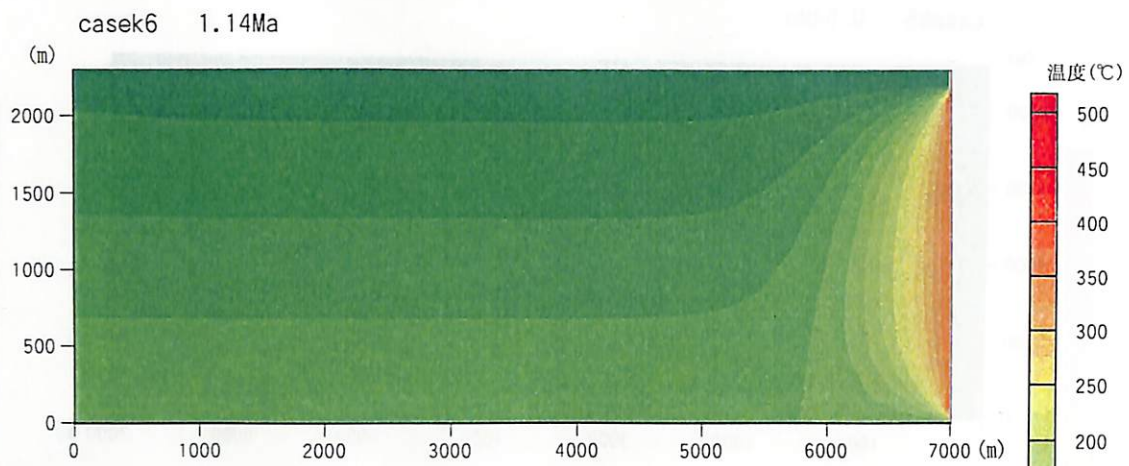


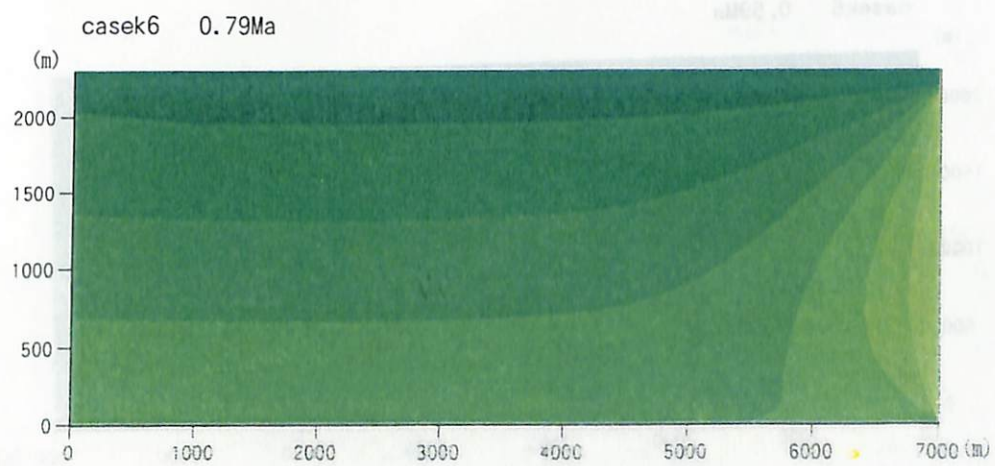
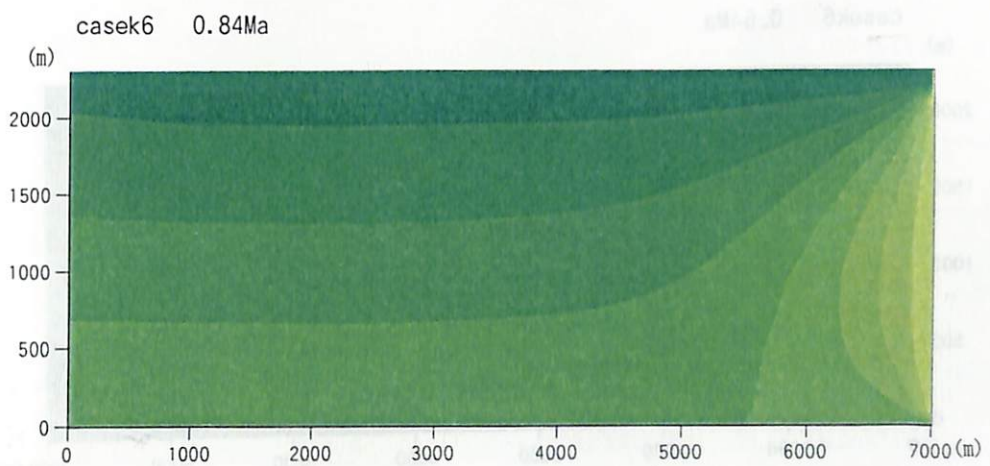
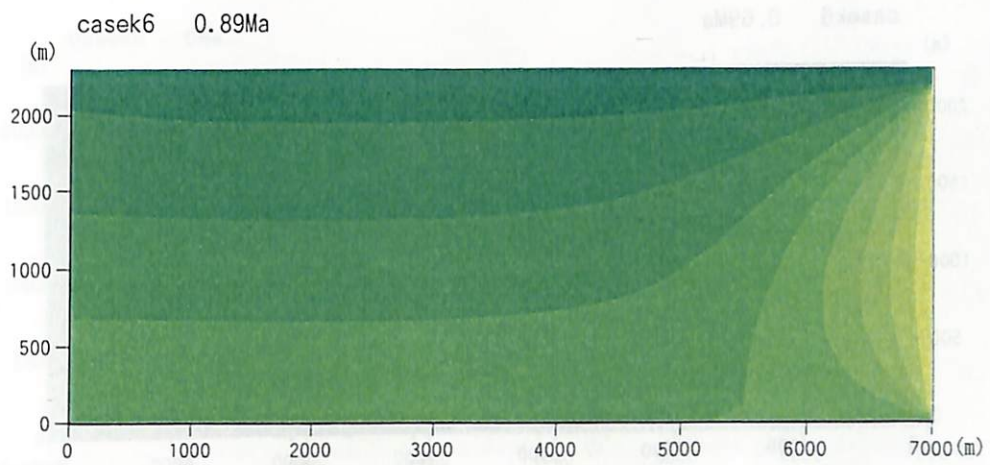
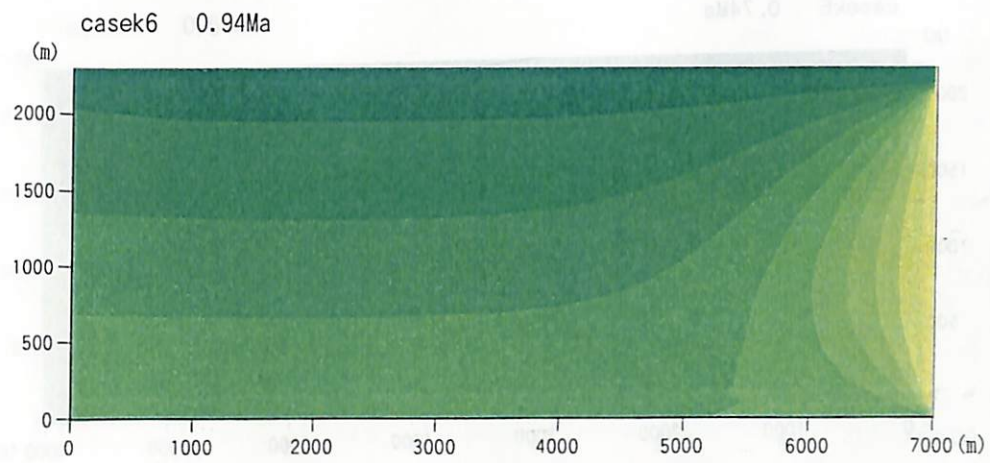
casek5 0.49Ma

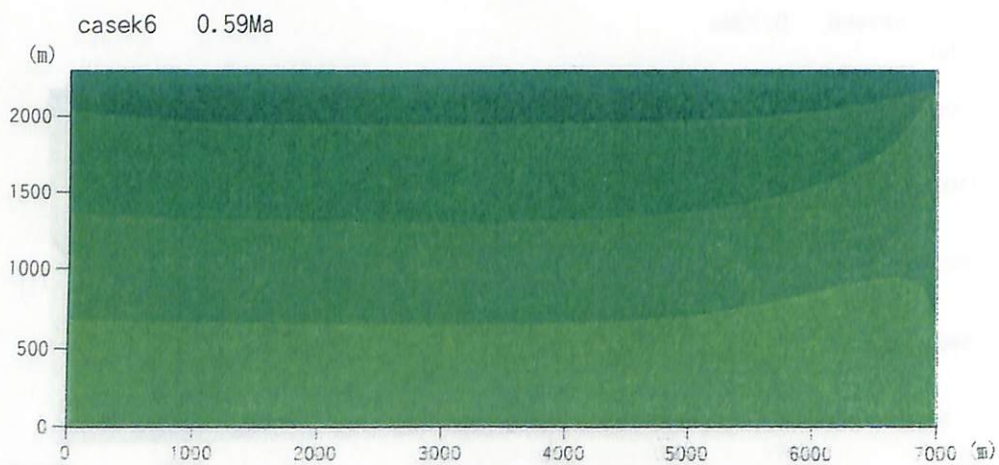
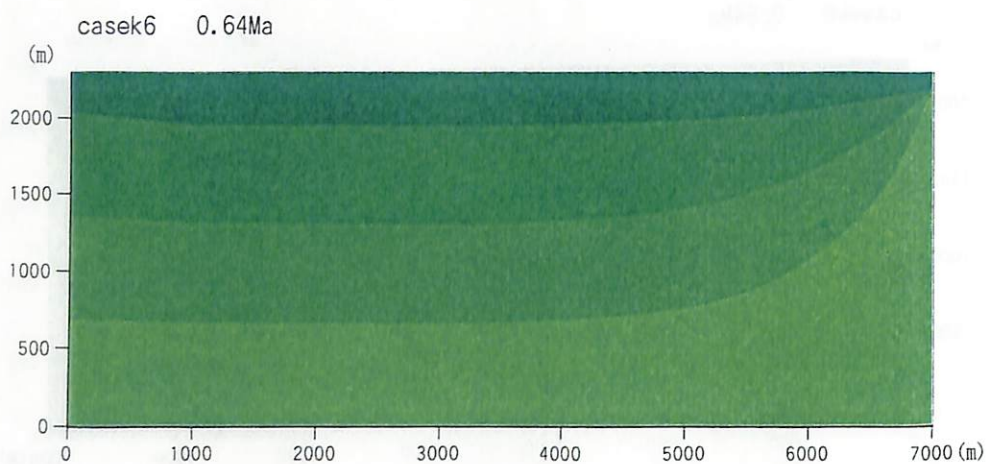
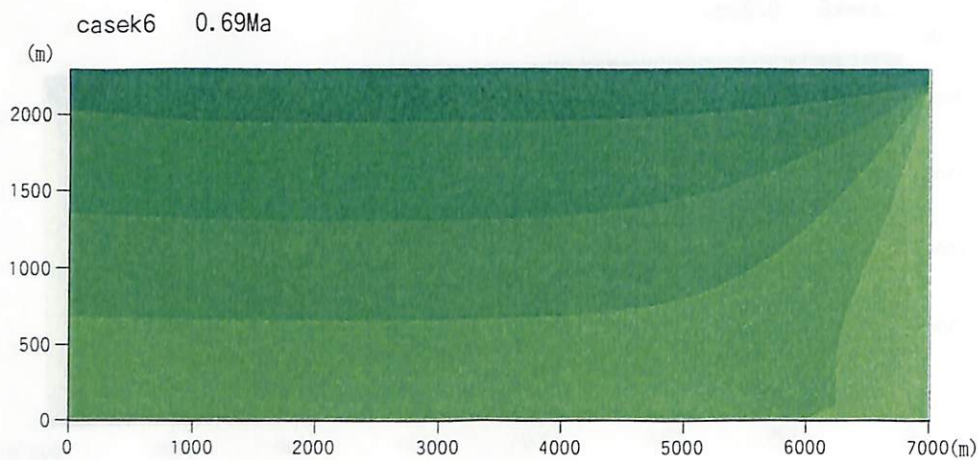
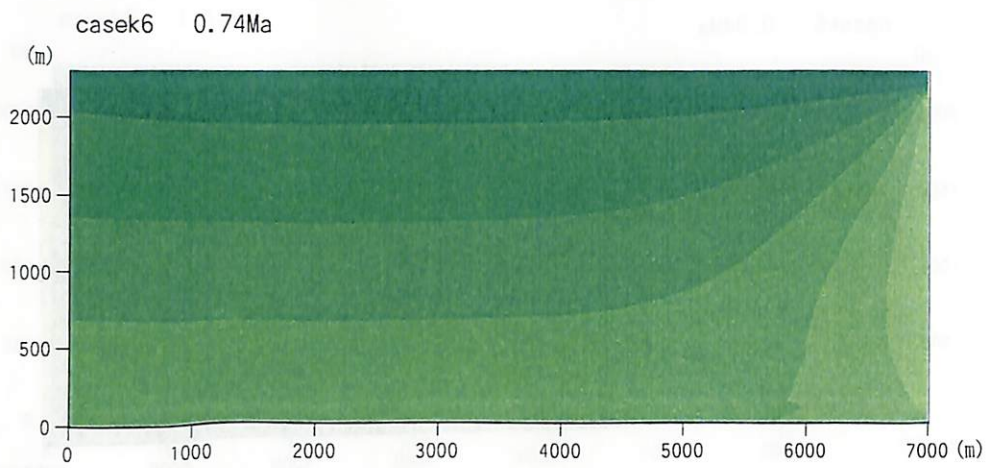


casek5 0Ma

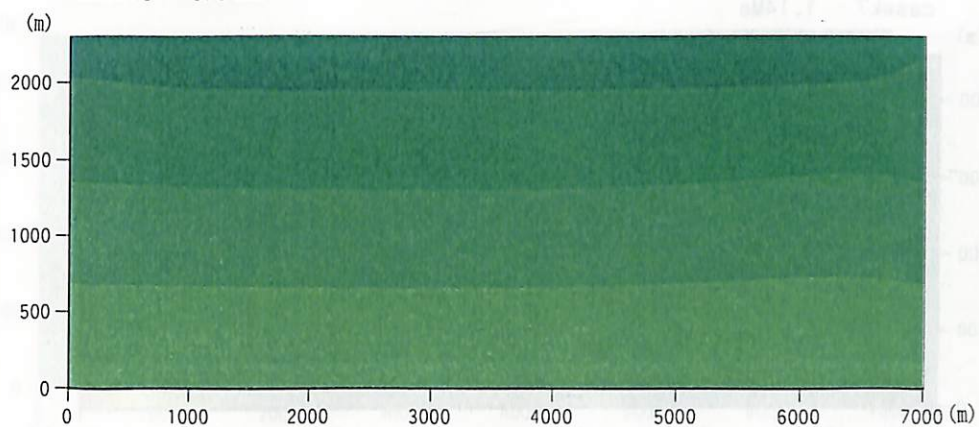




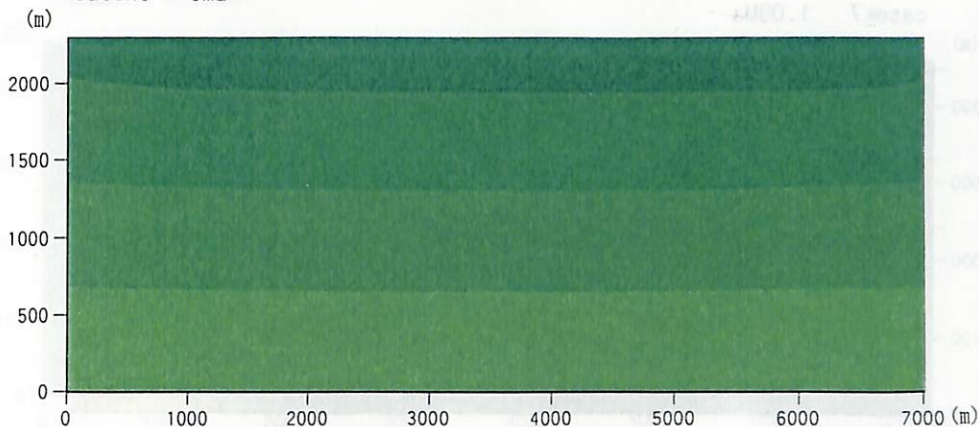


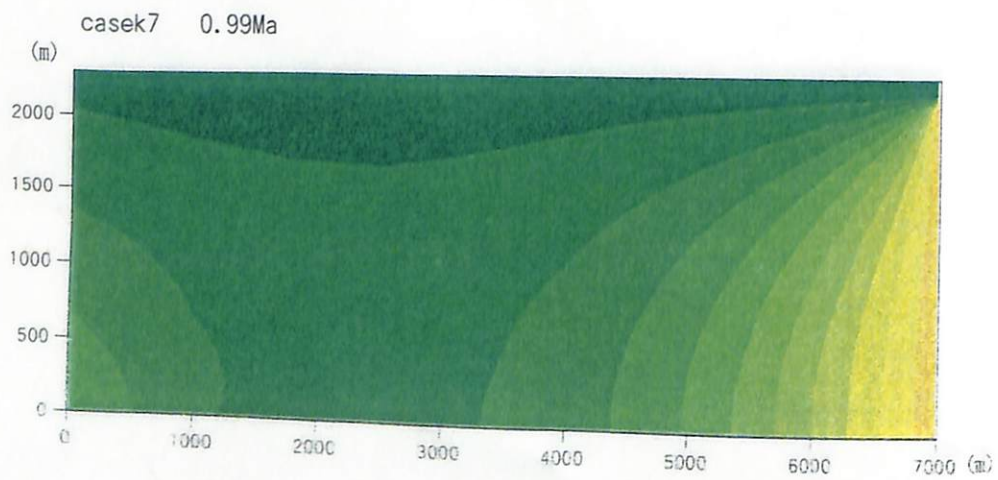
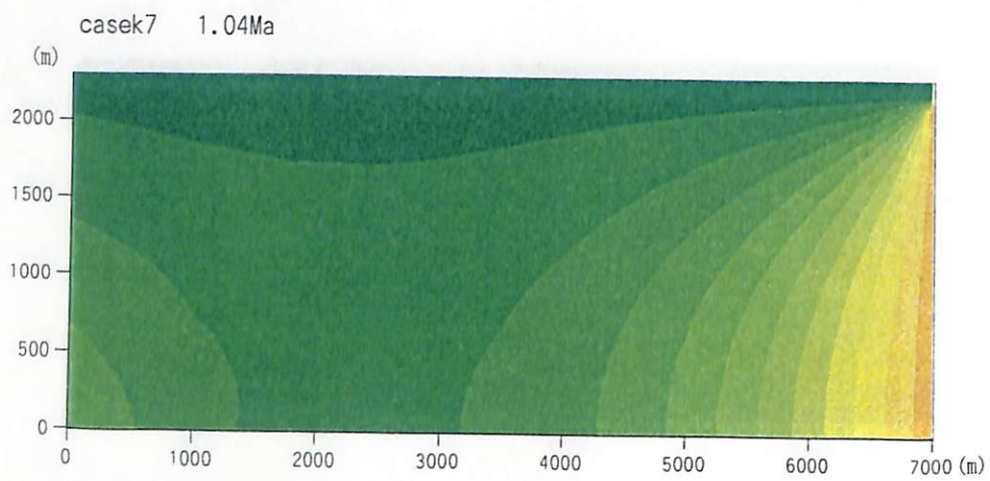
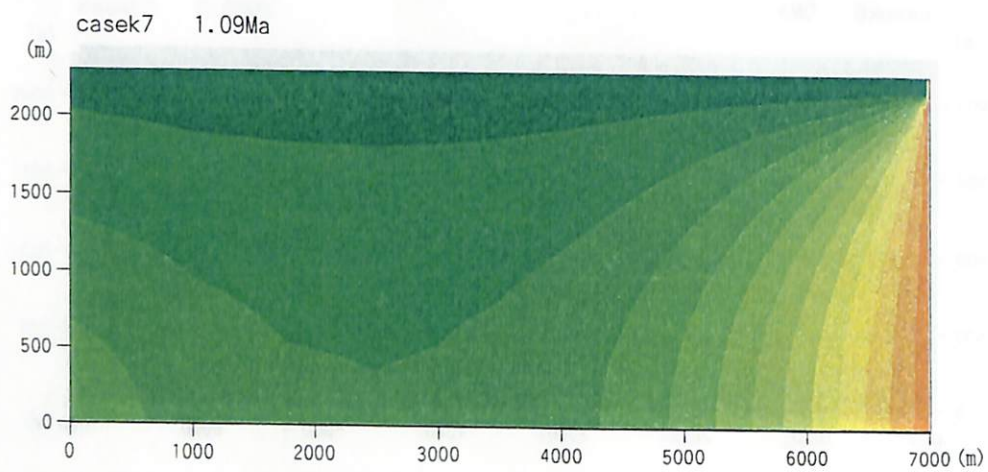
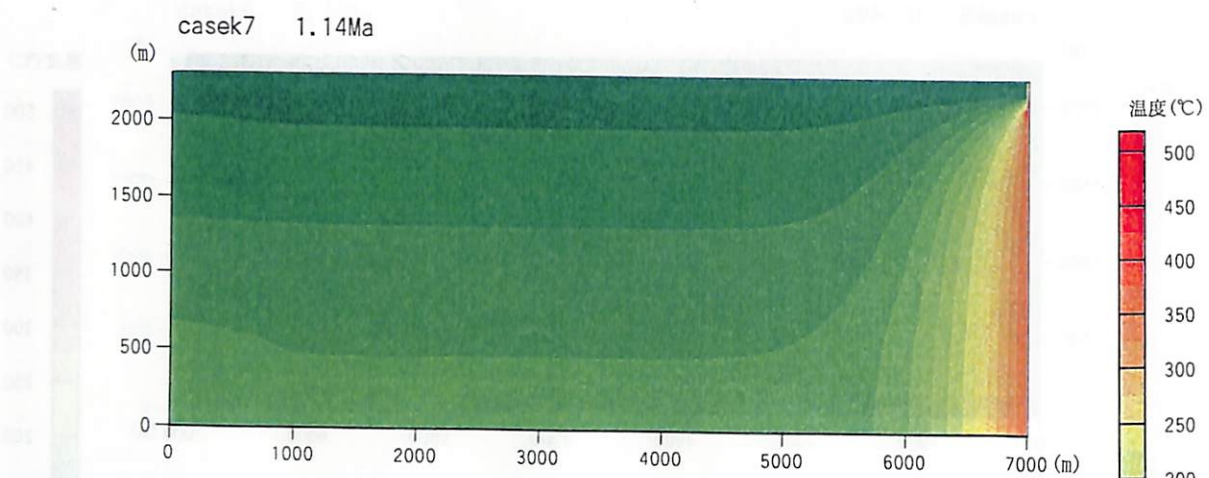


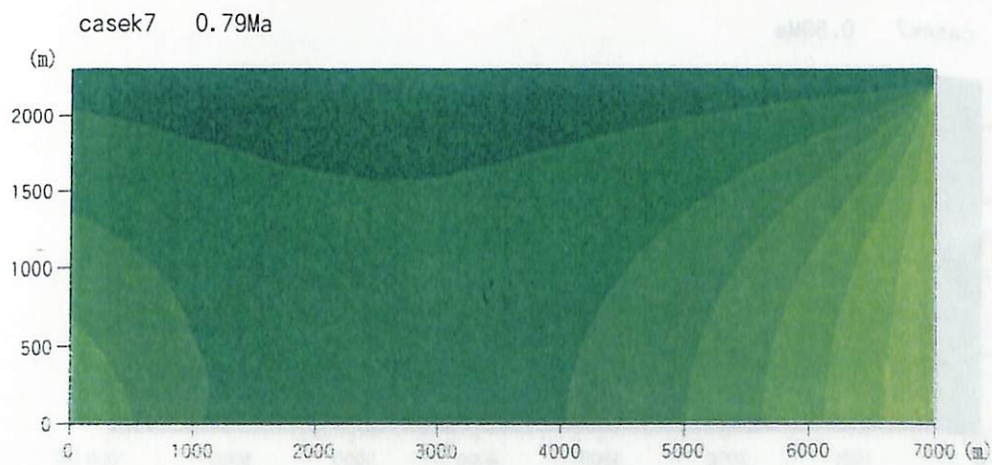
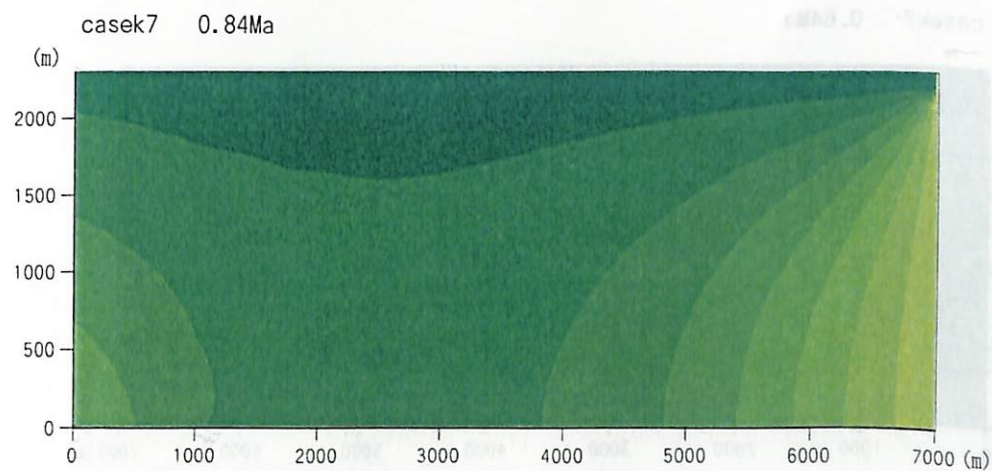
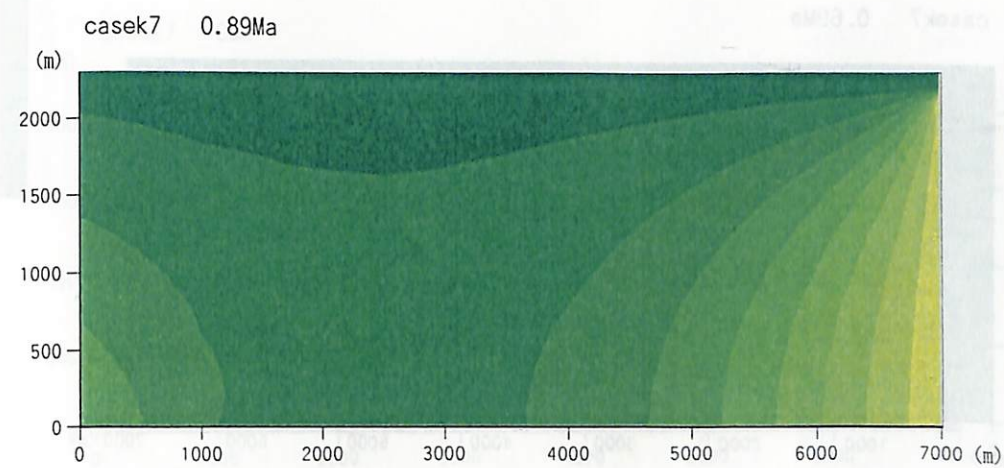
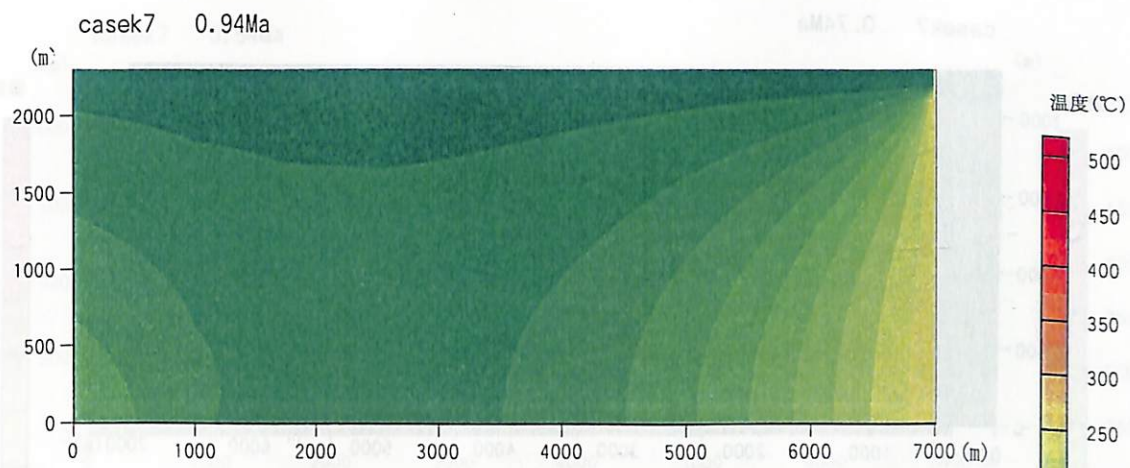
casek6 0.54Ma

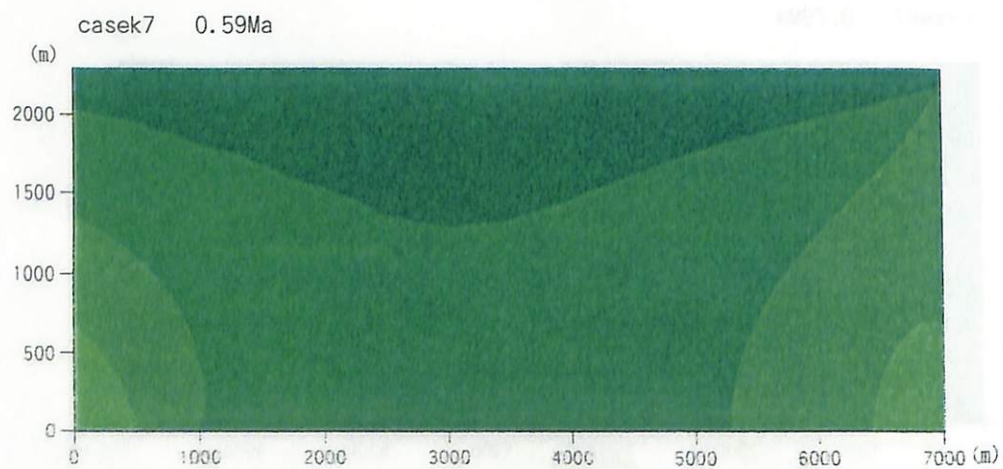
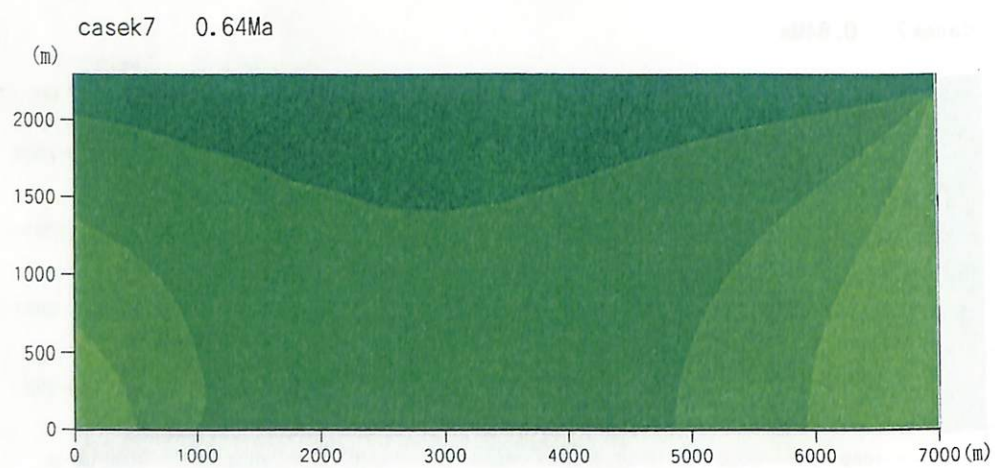
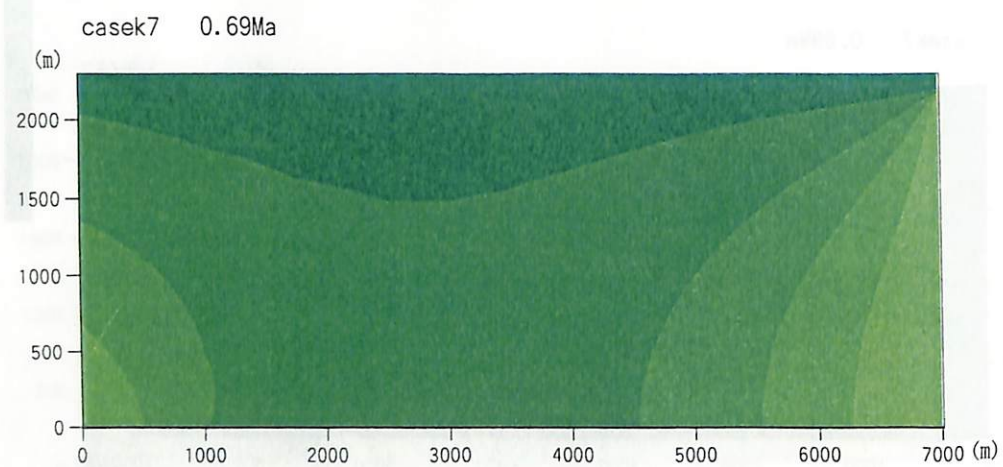
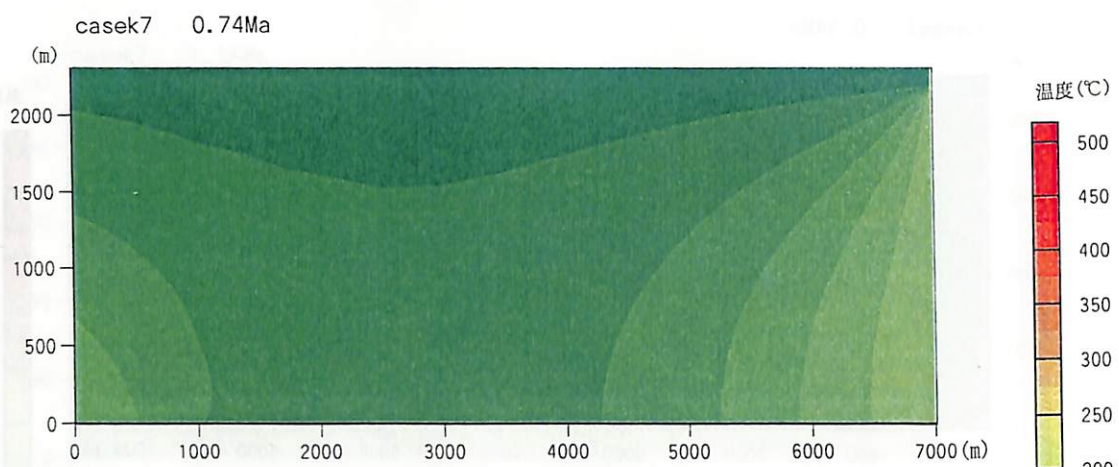


casek6 0Ma

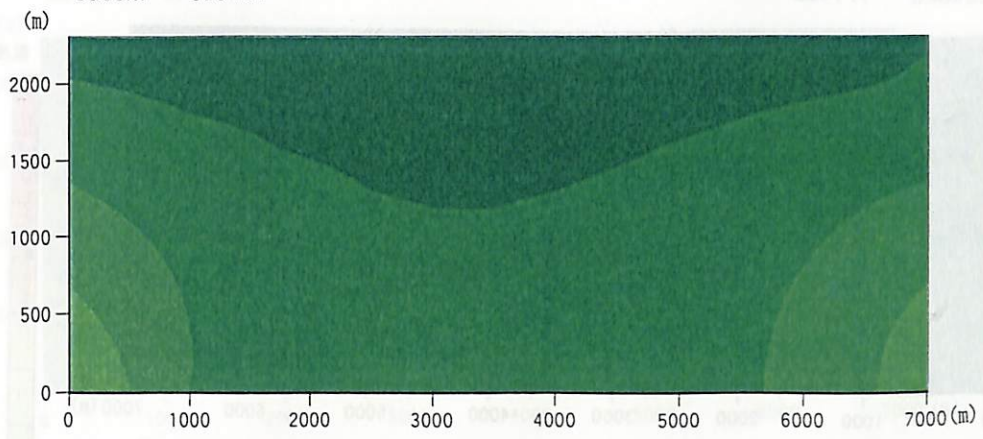




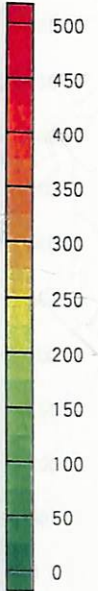




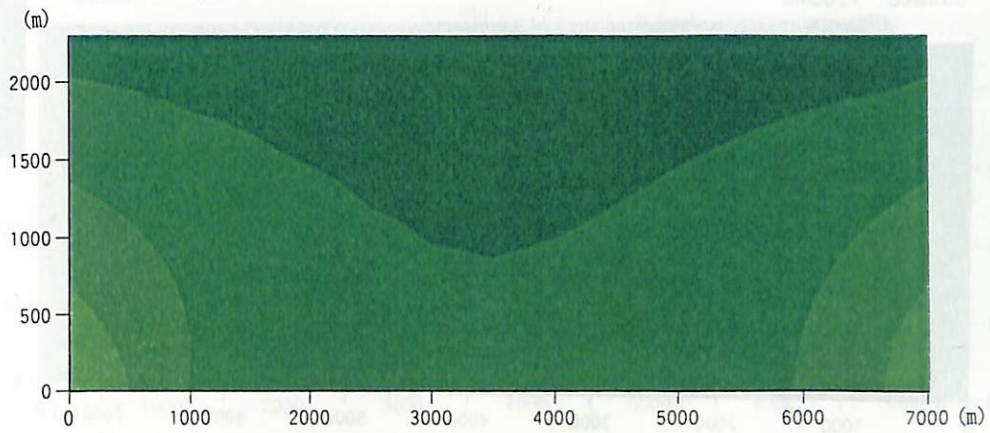
casek7 0.54Ma

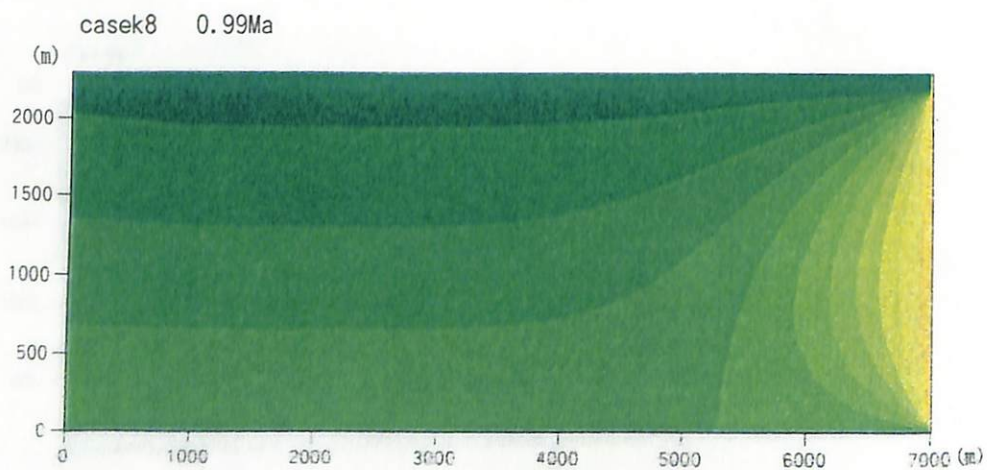
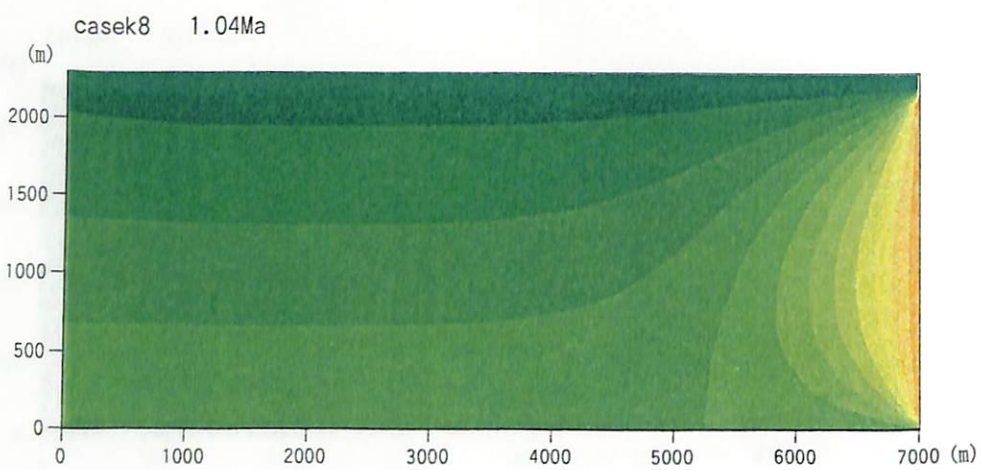
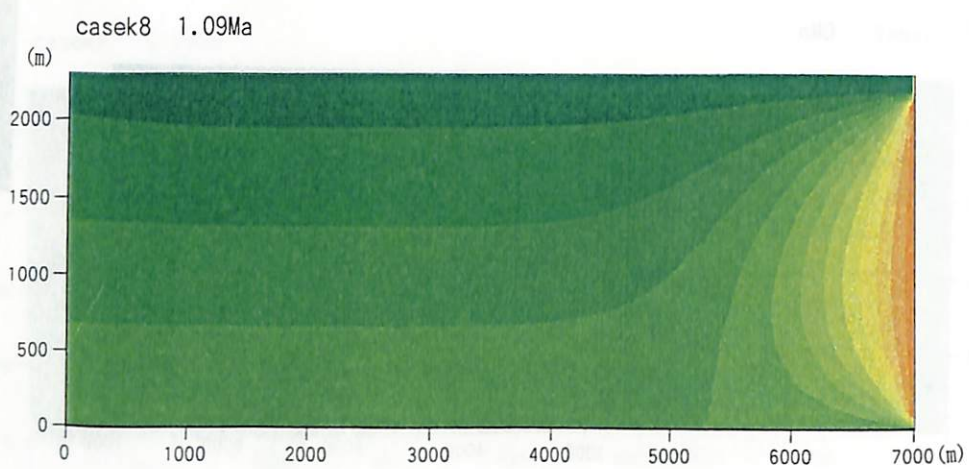
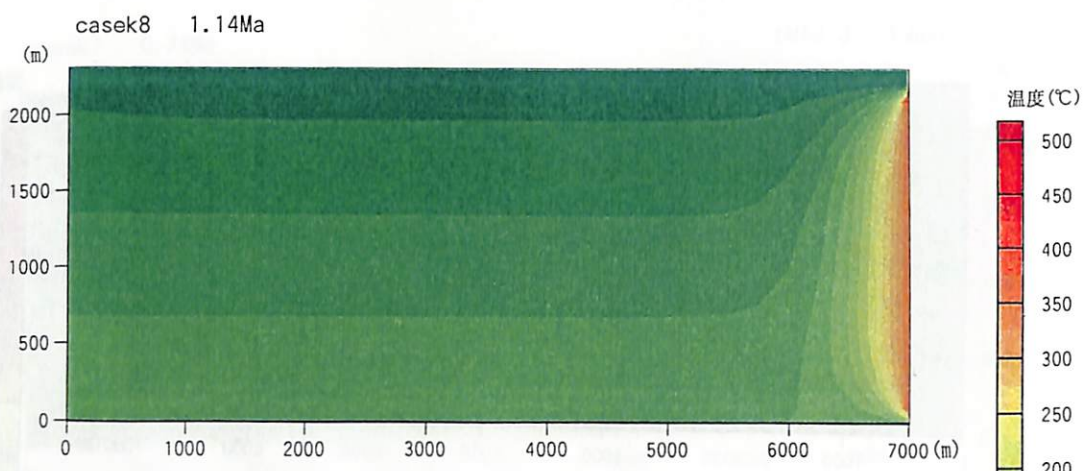


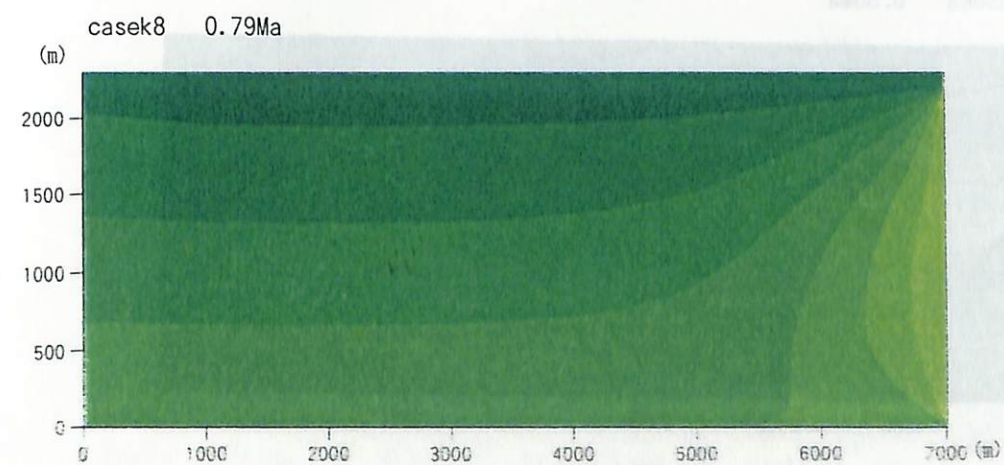
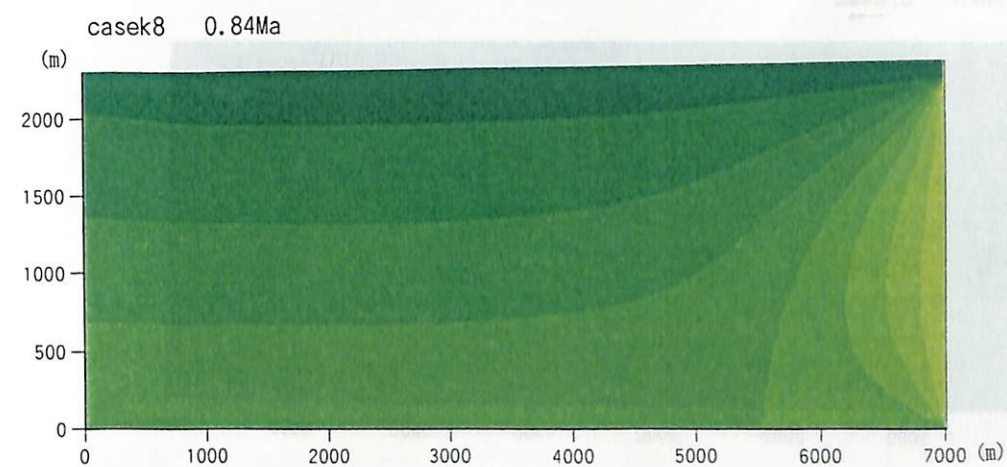
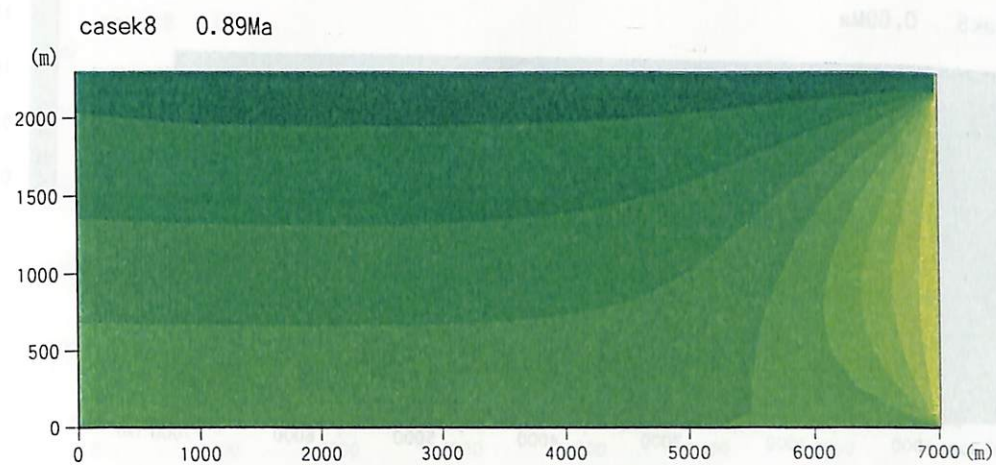
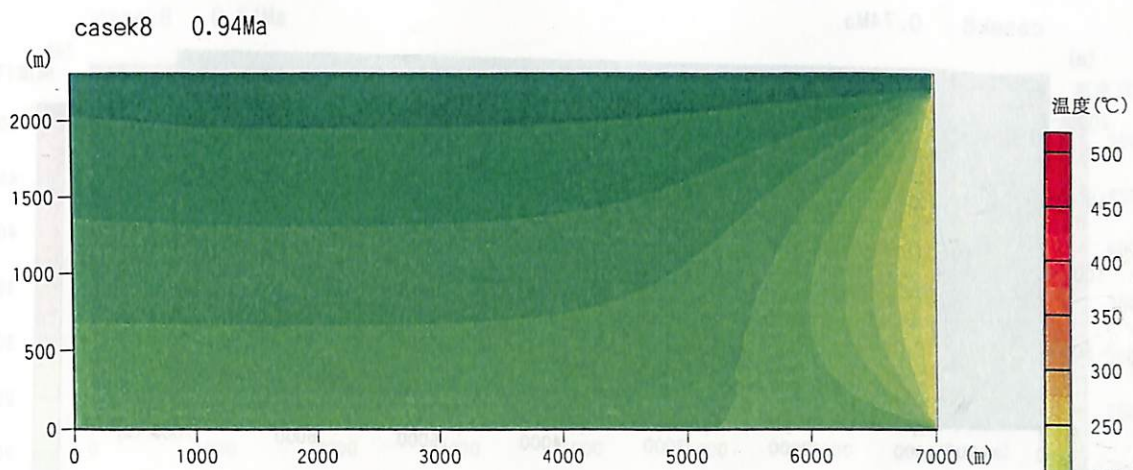
温度(°C)

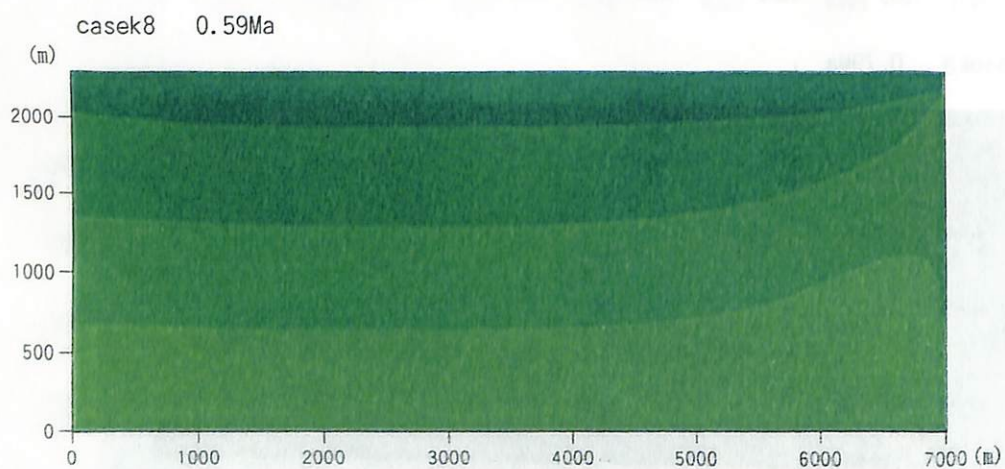
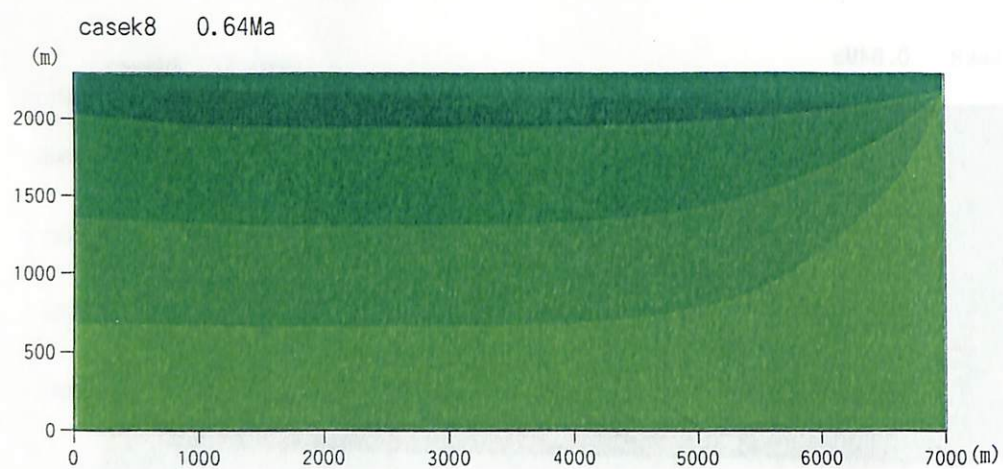
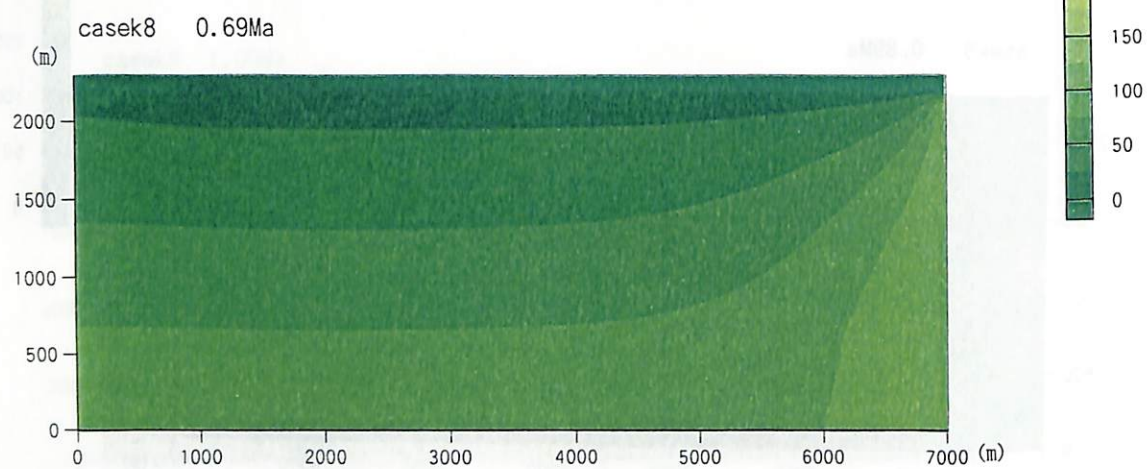
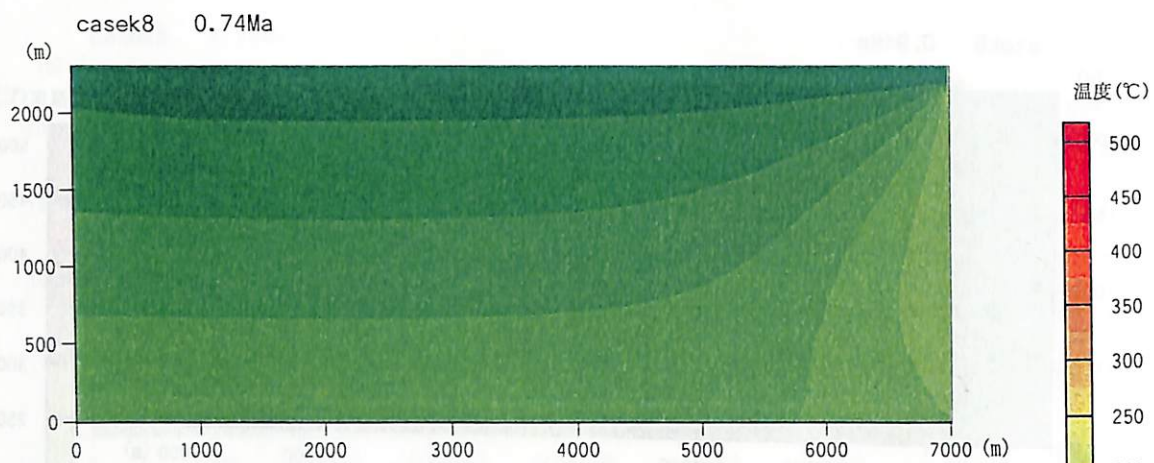


casek7 0Ma

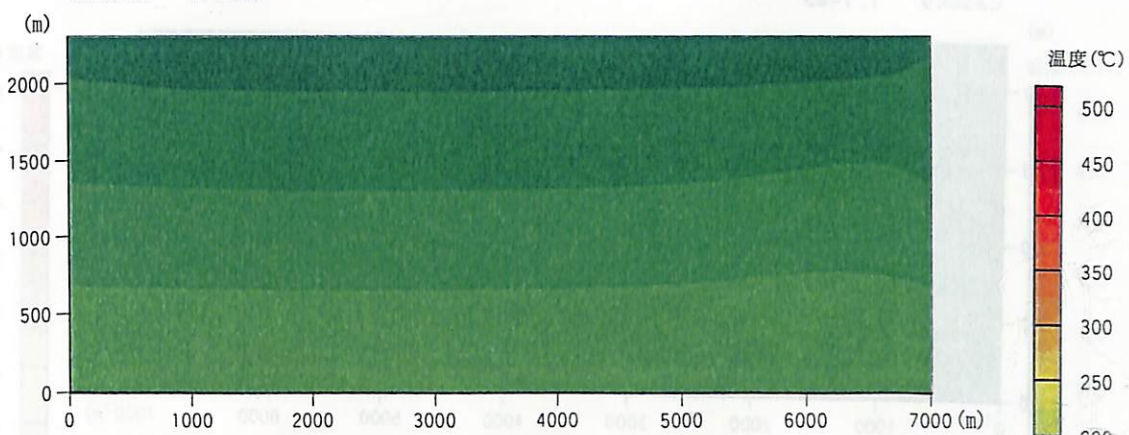




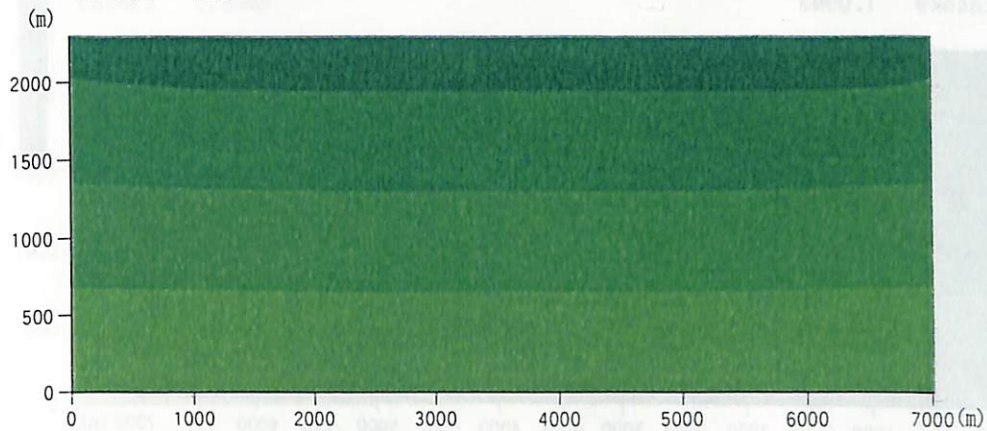


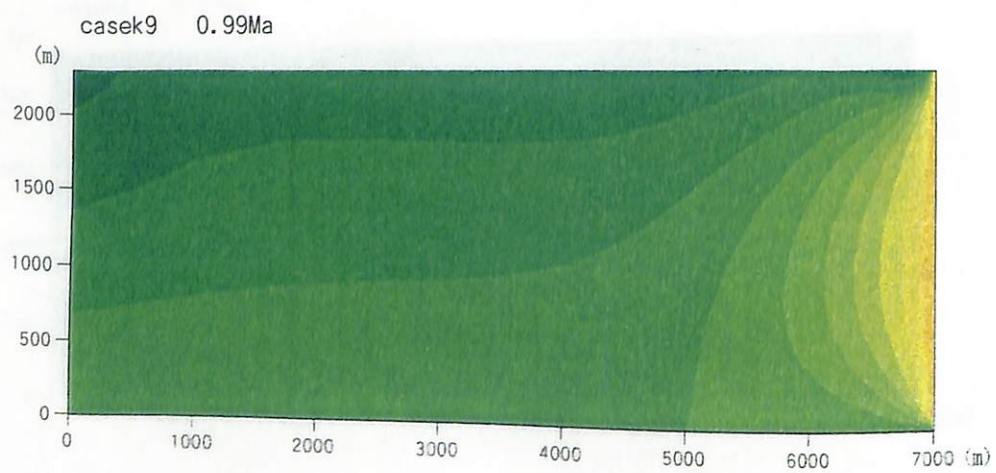
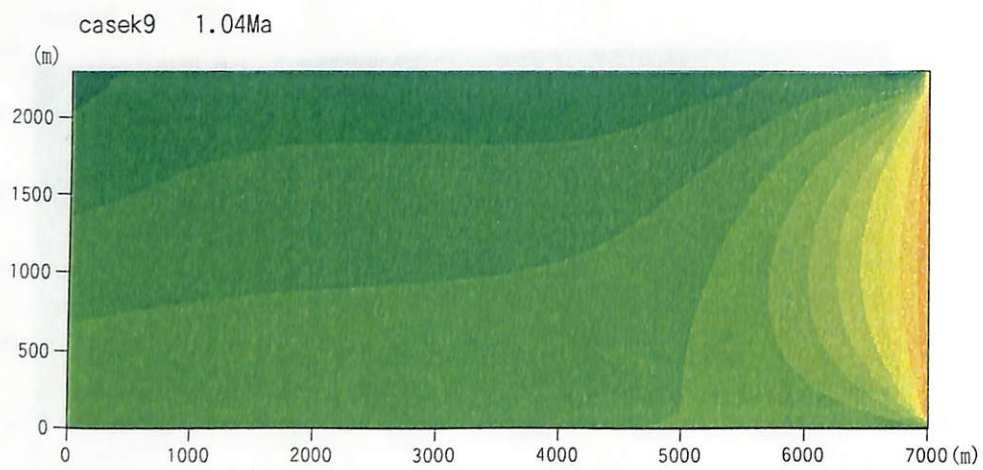
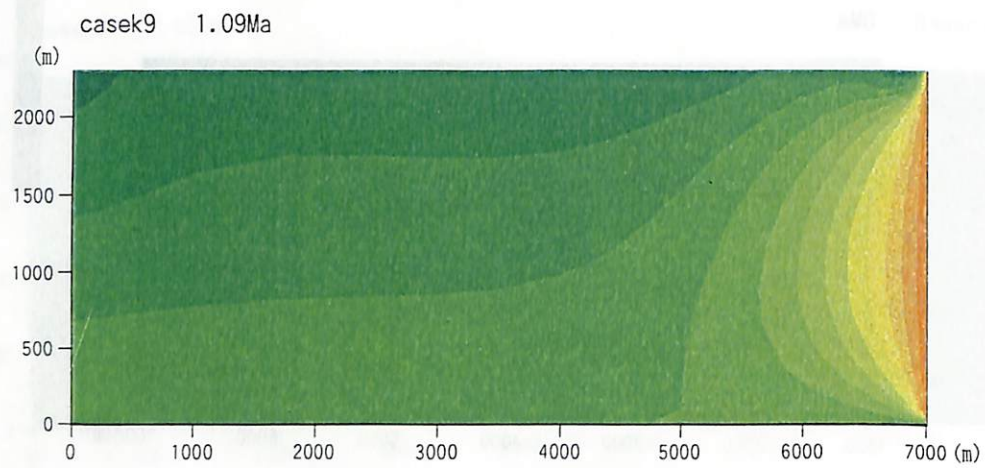
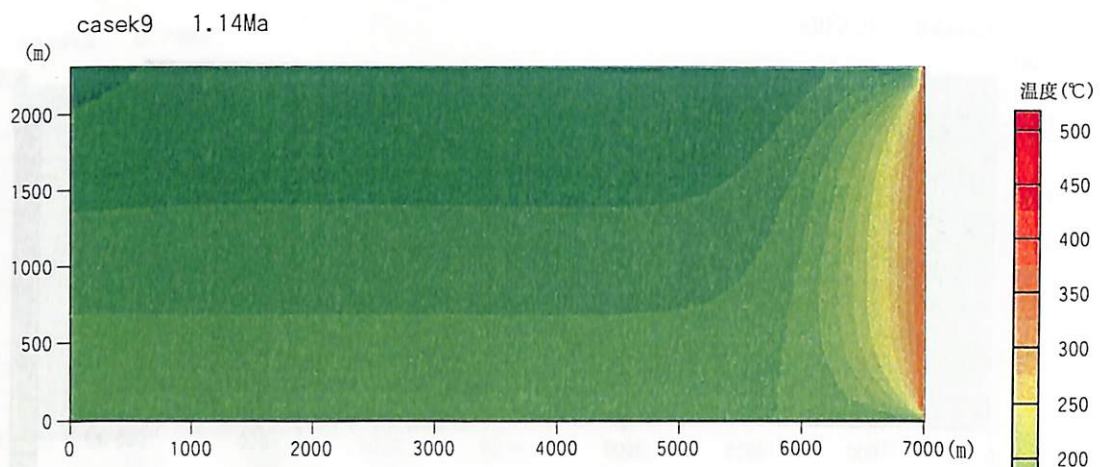


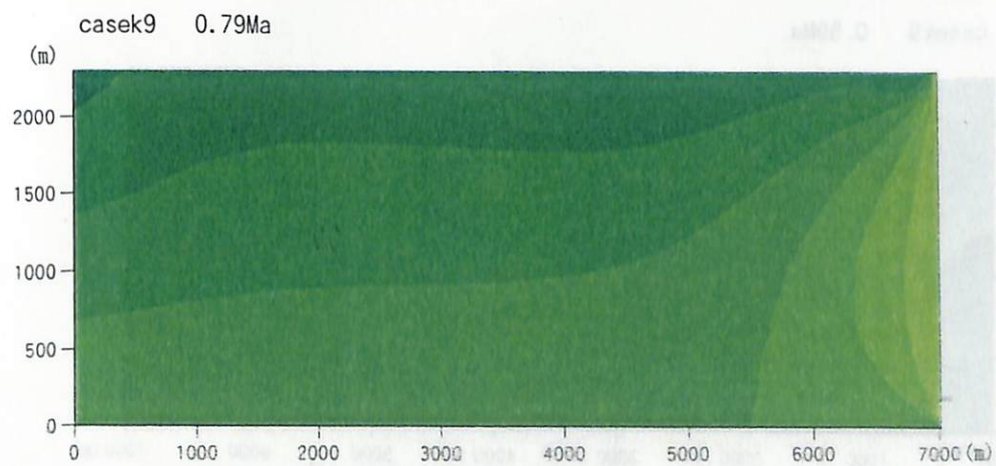
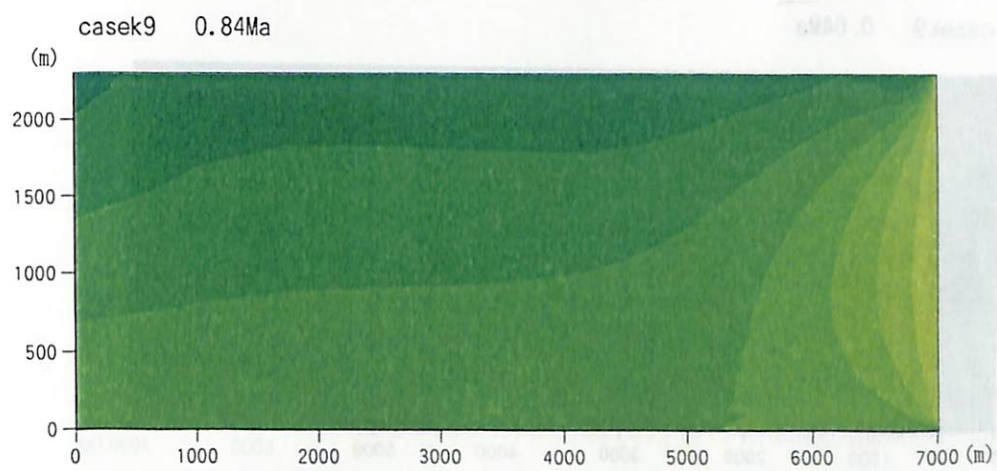
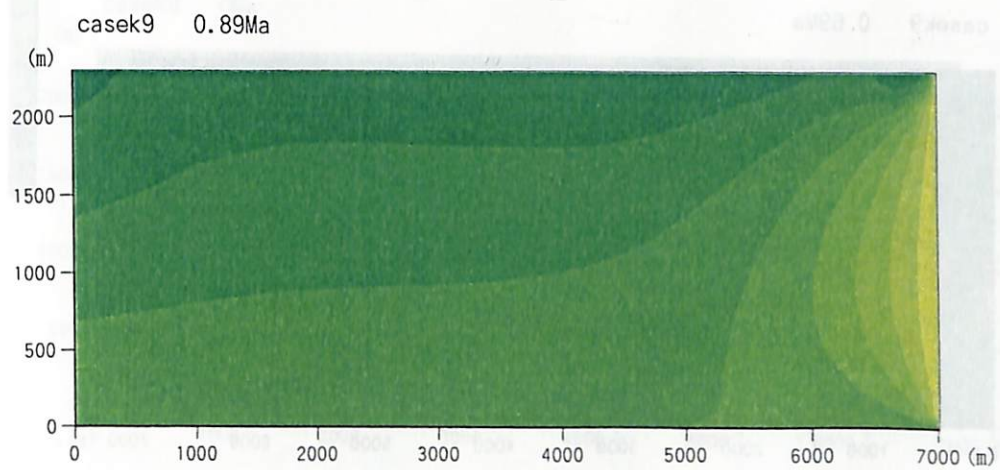
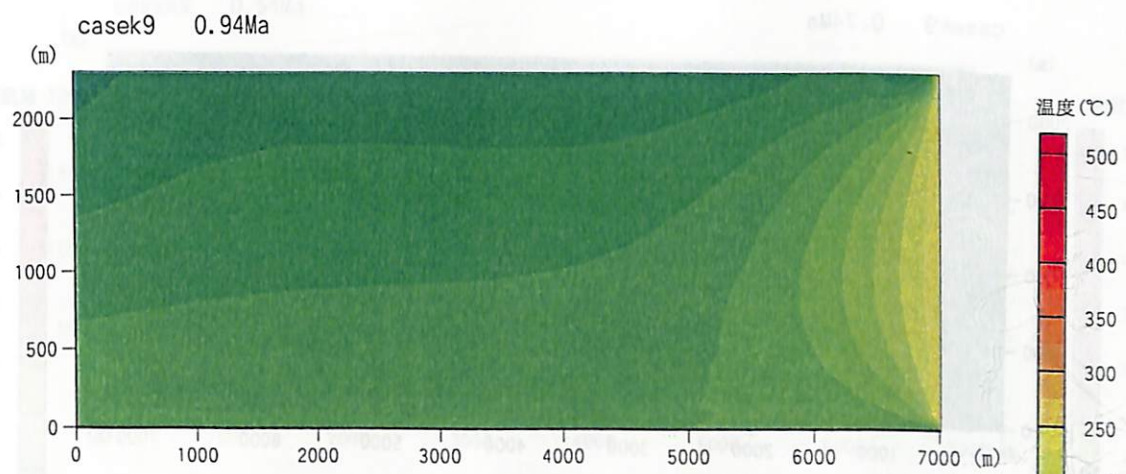
casek8 0.54Ma

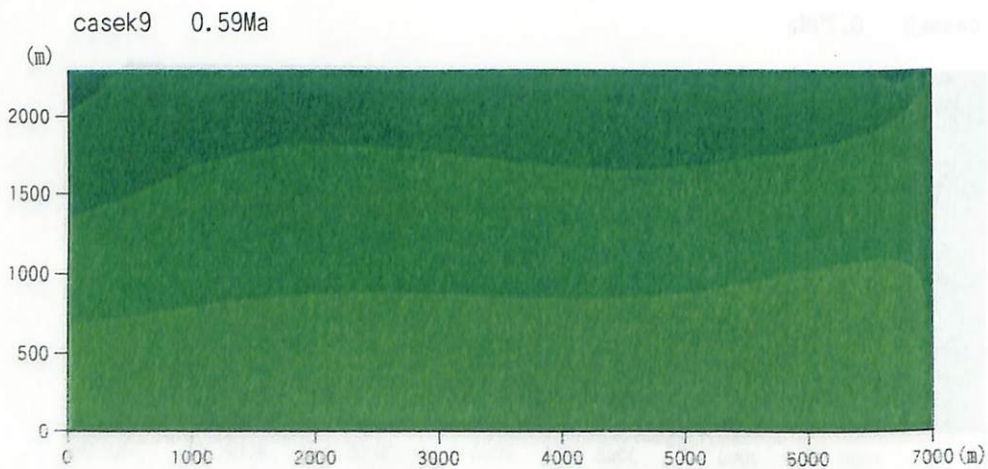
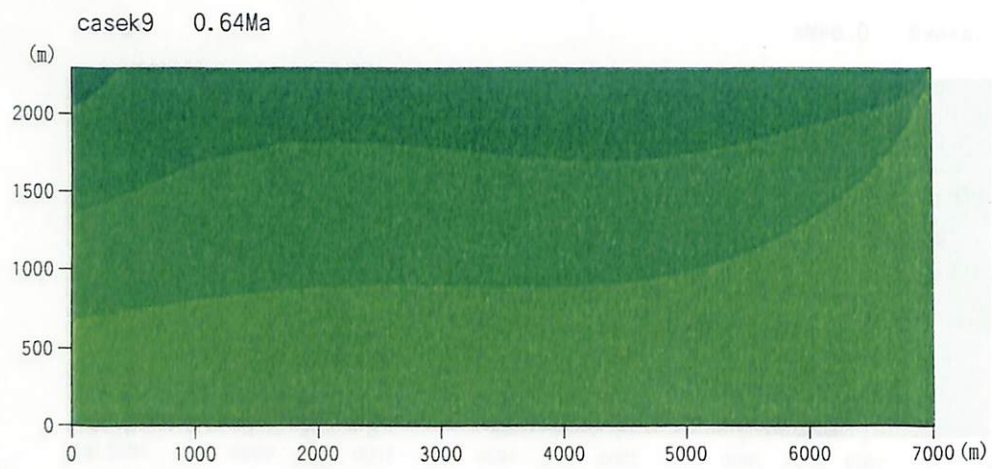
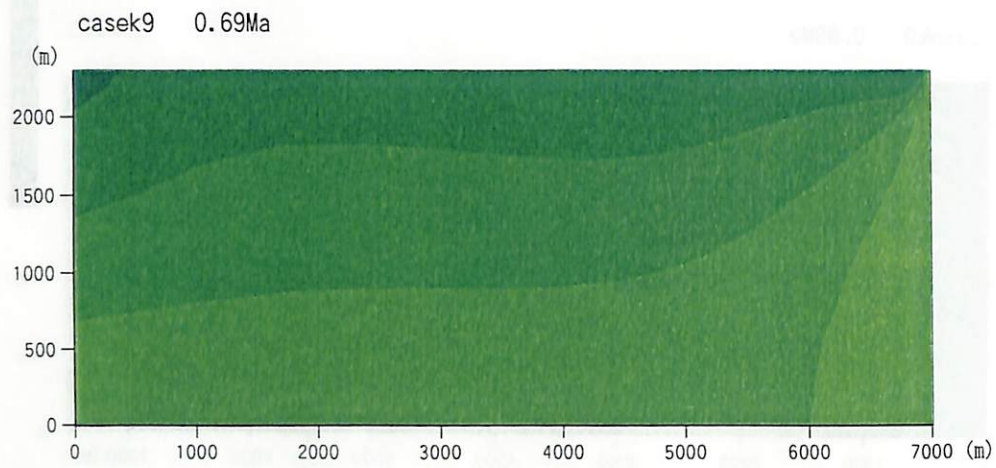
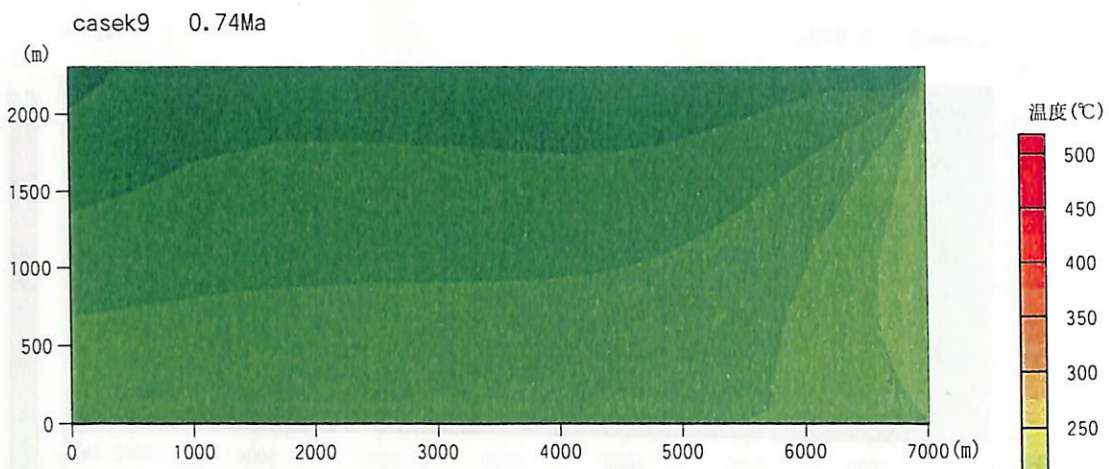


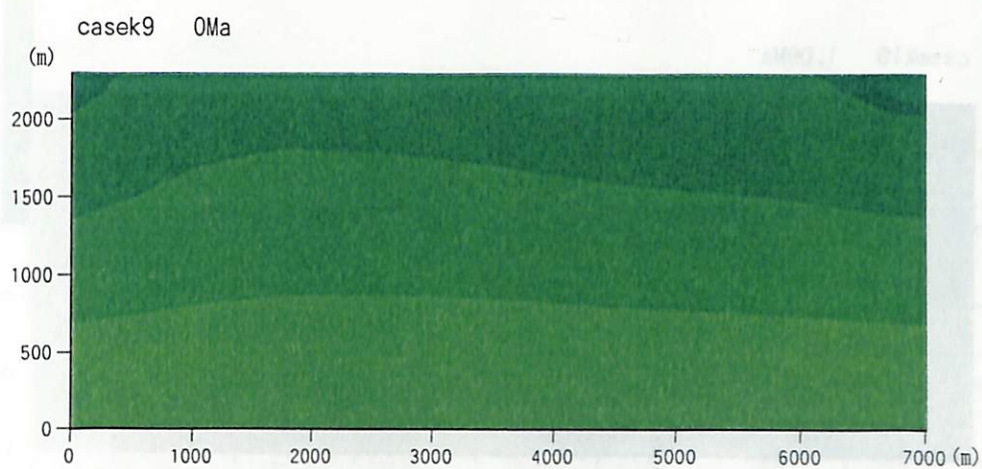
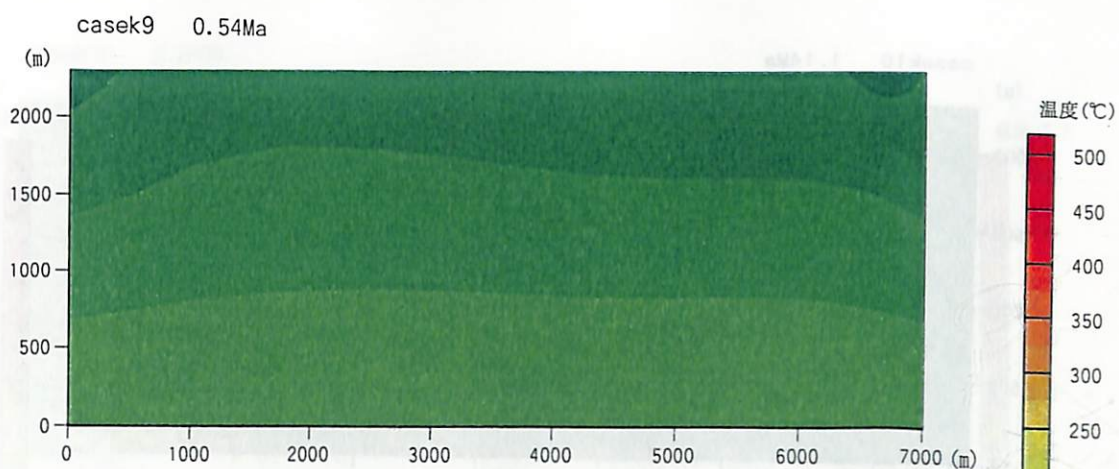
casek8 0Ma

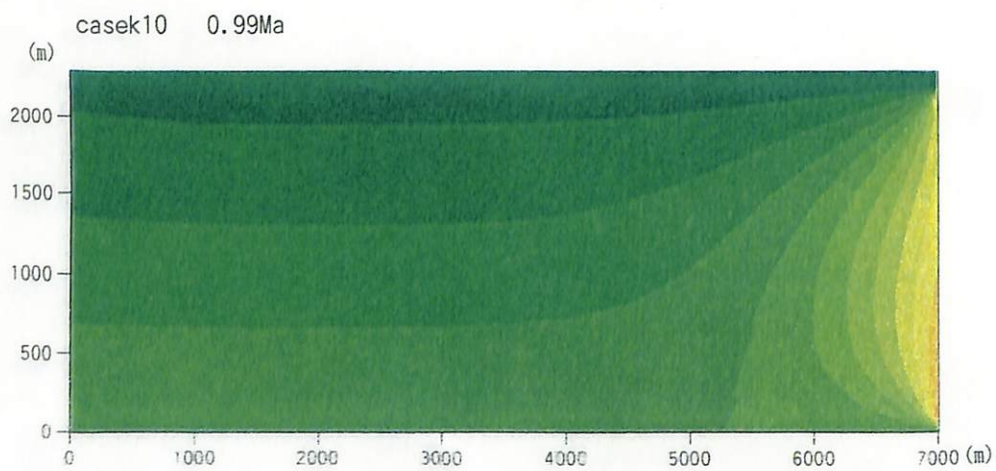
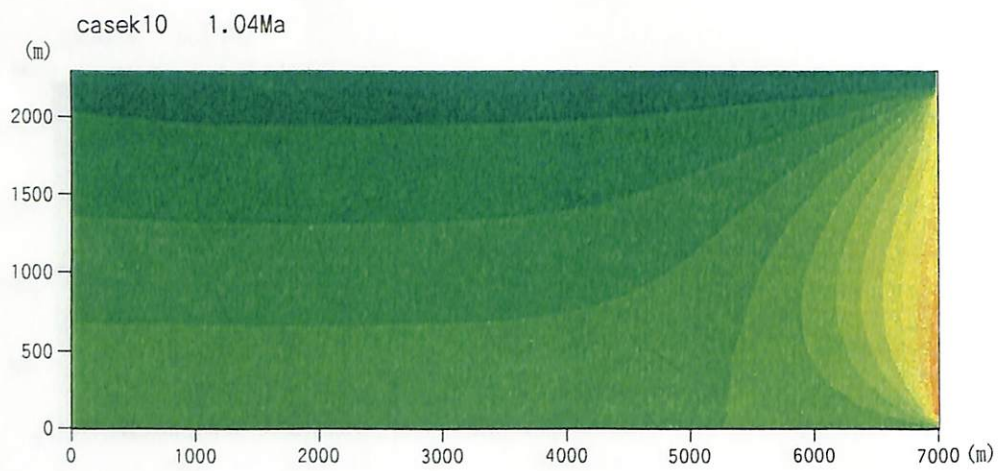
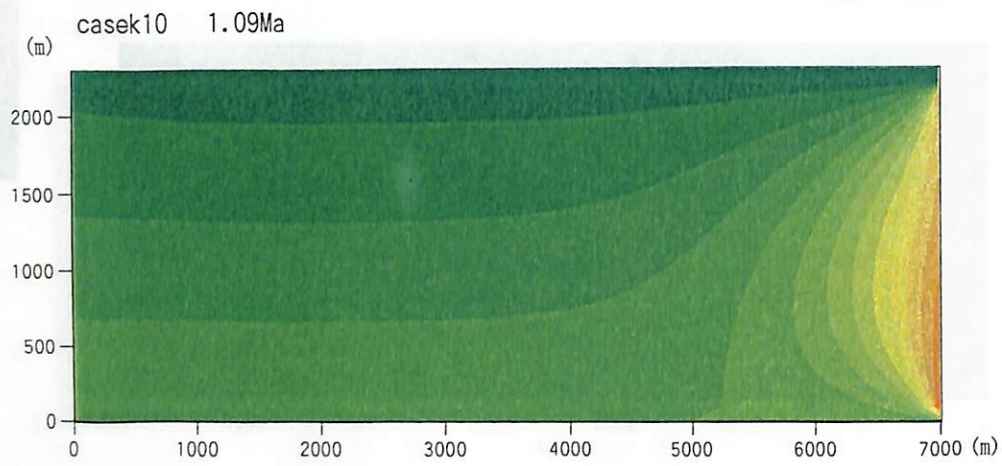
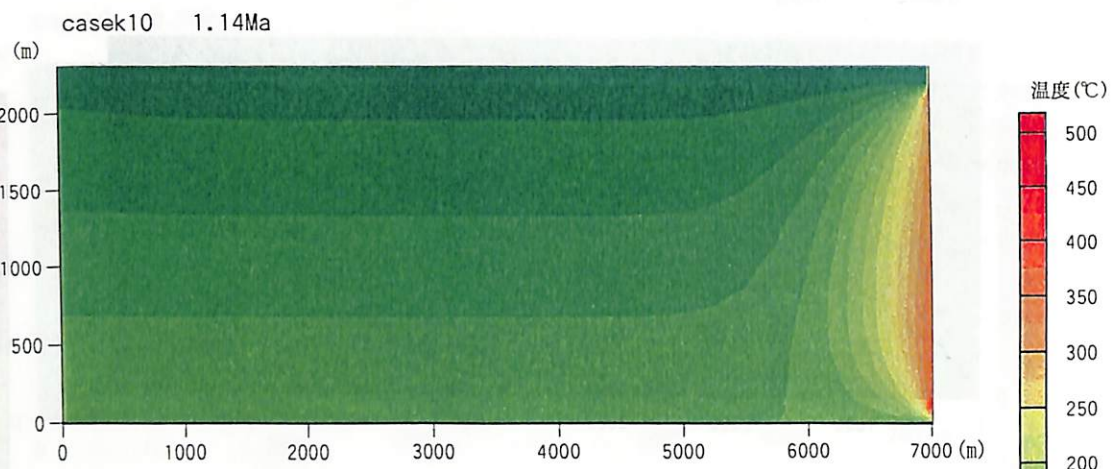


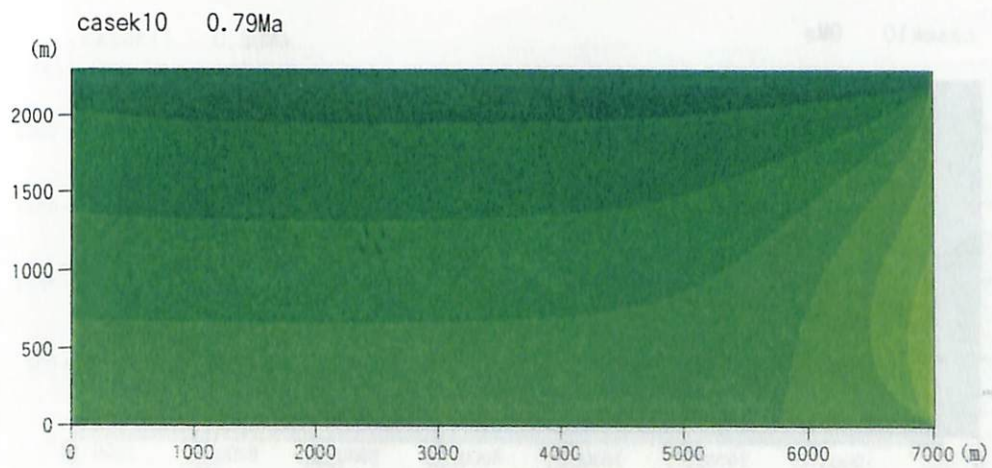
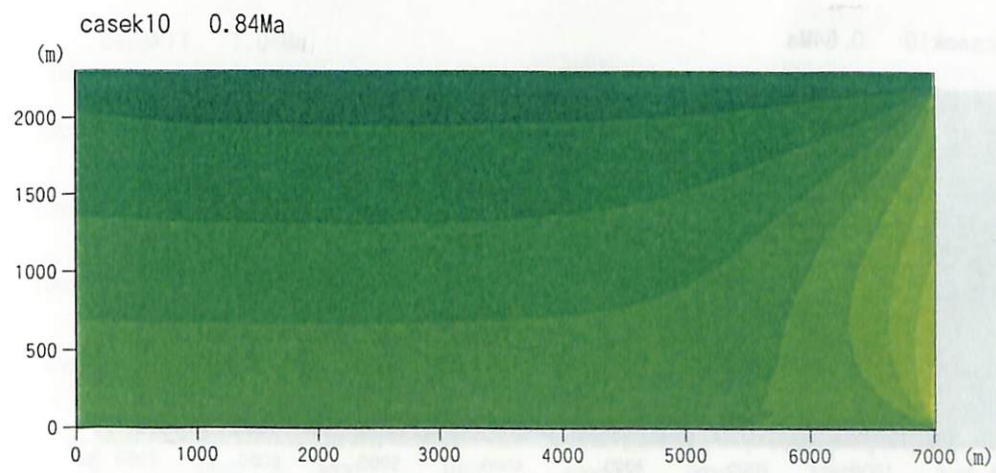
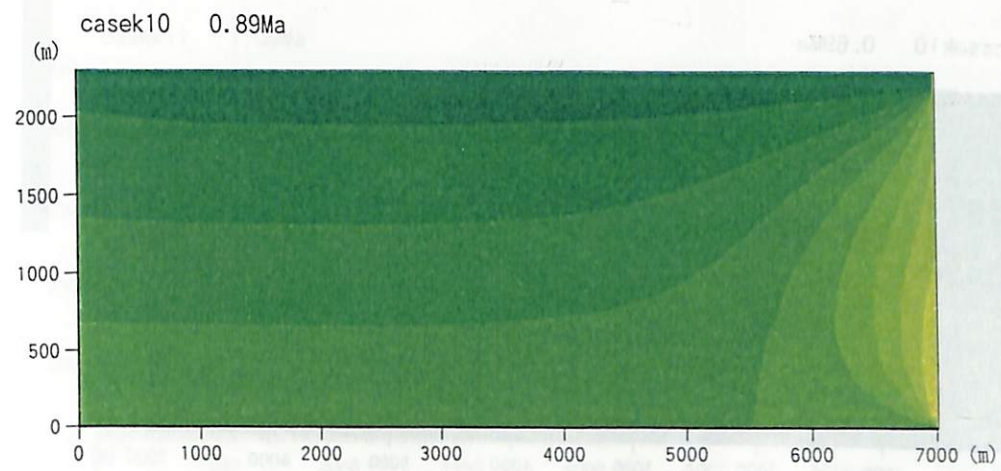
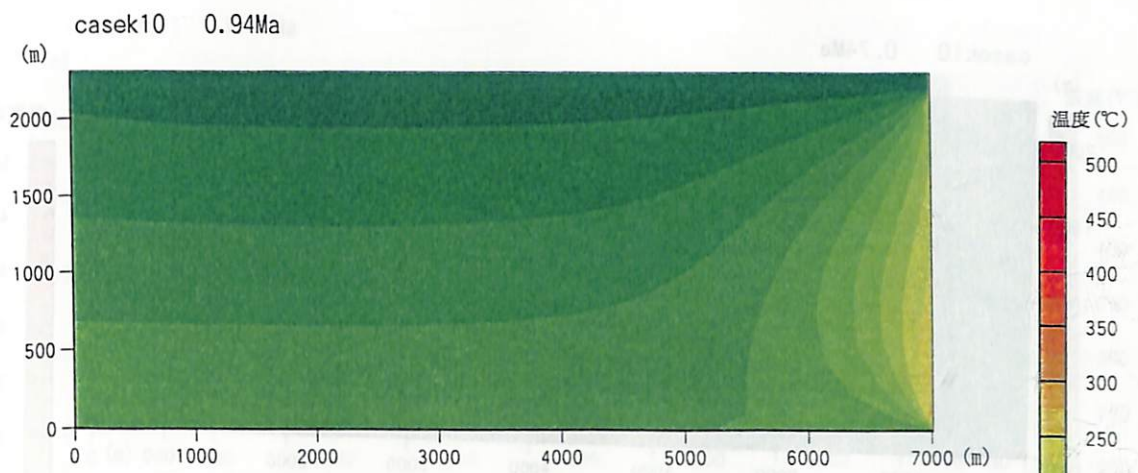


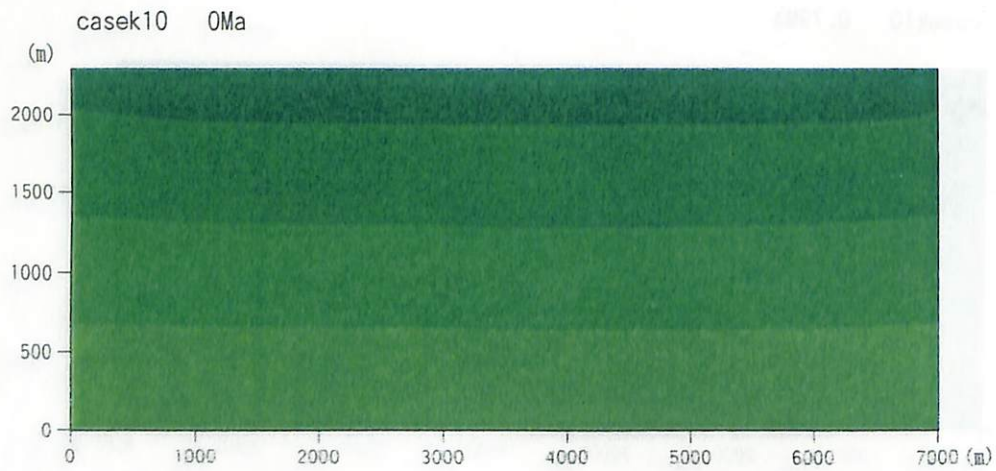
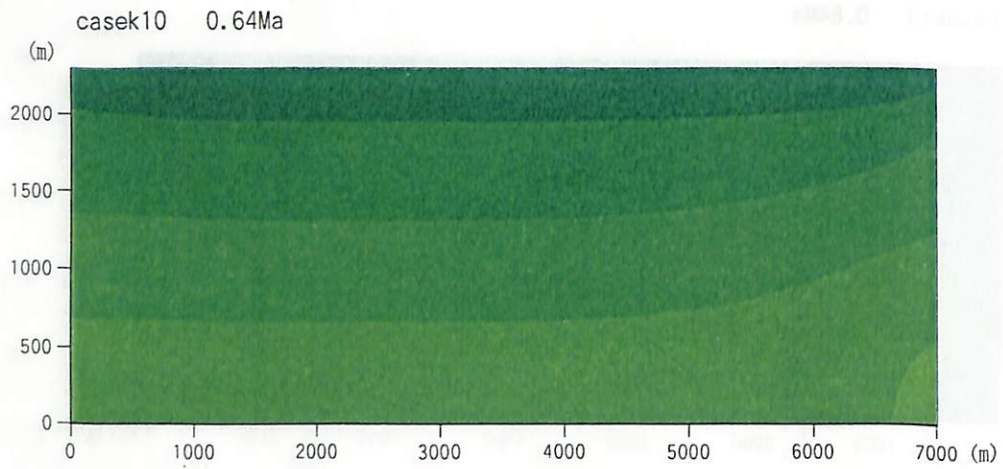
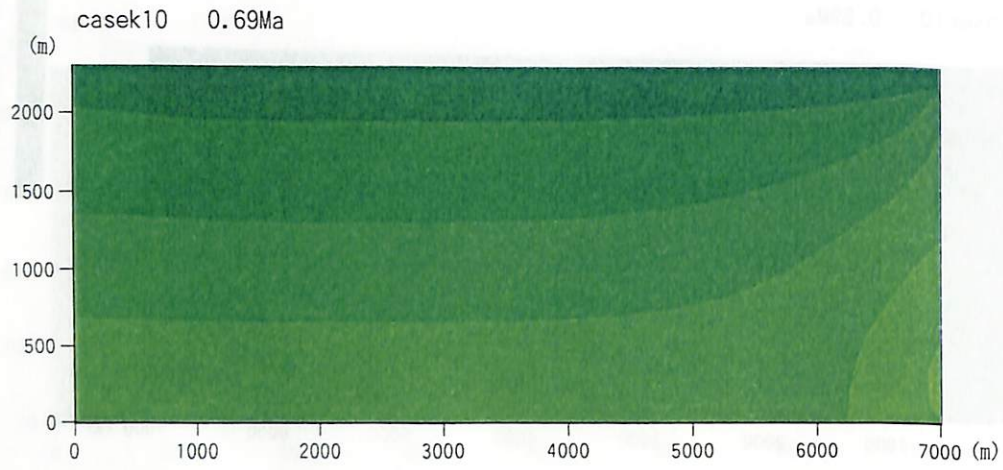
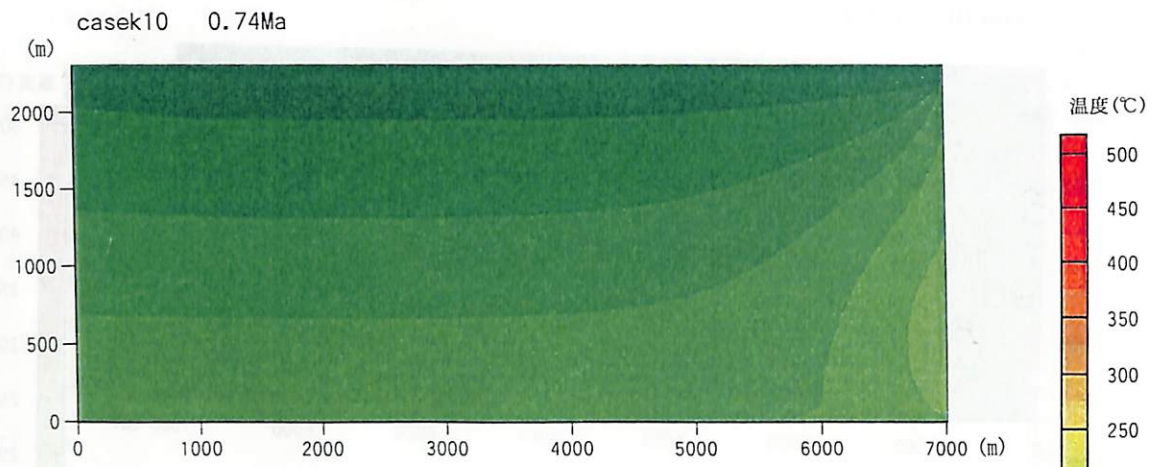


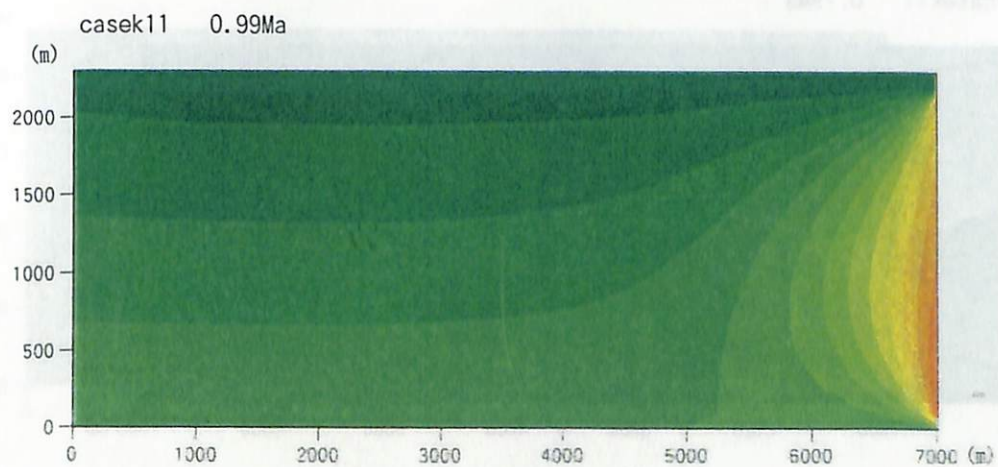
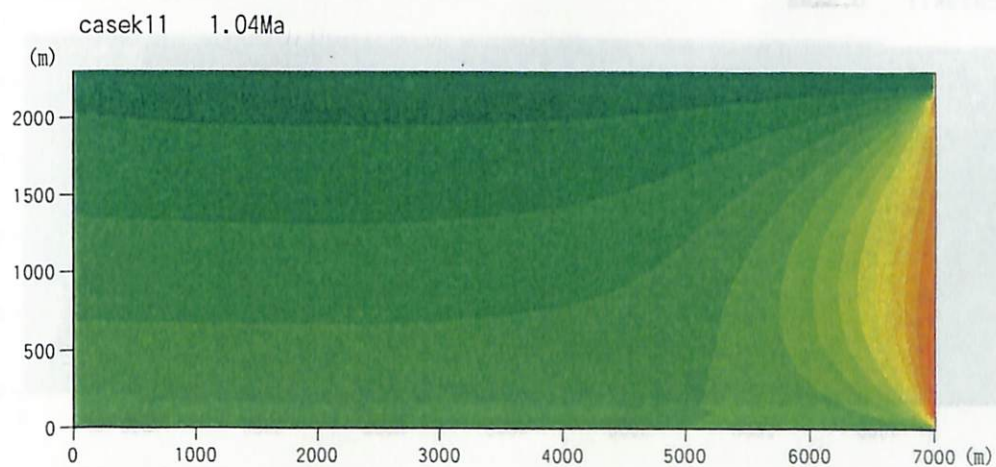
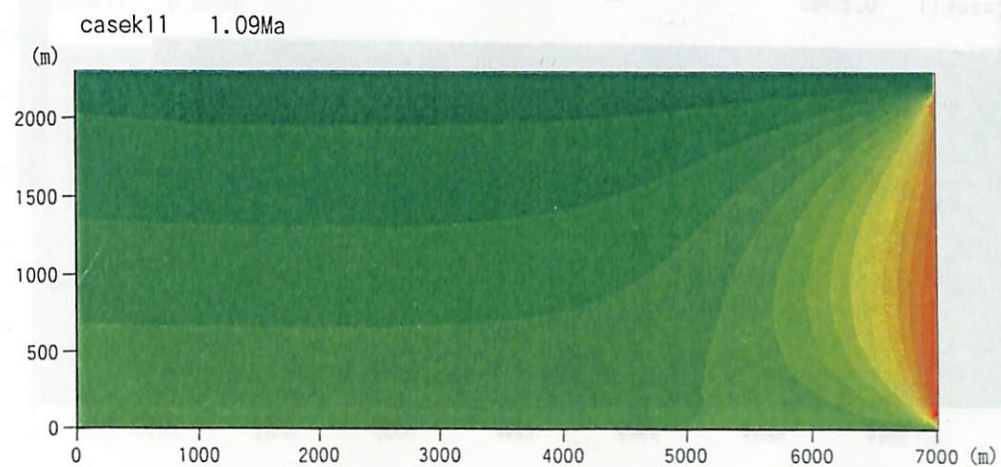
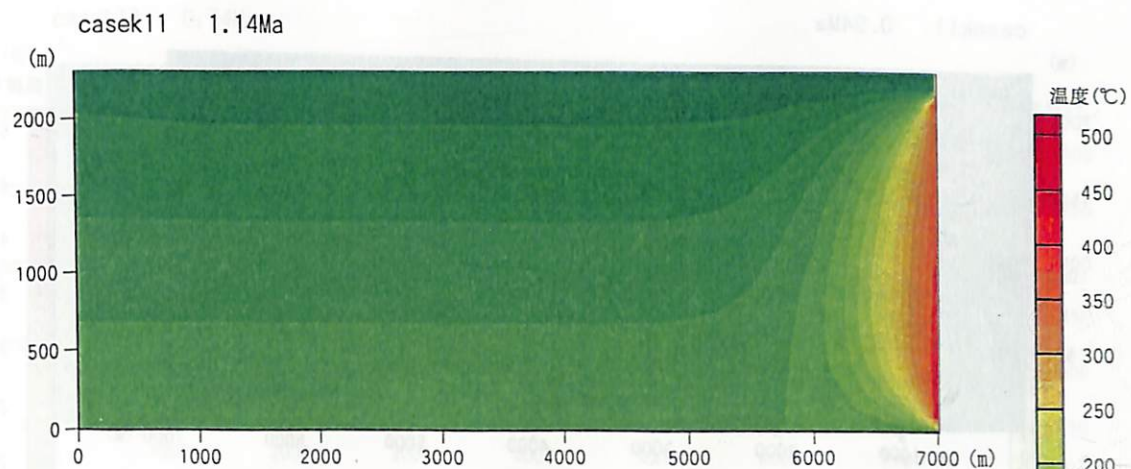


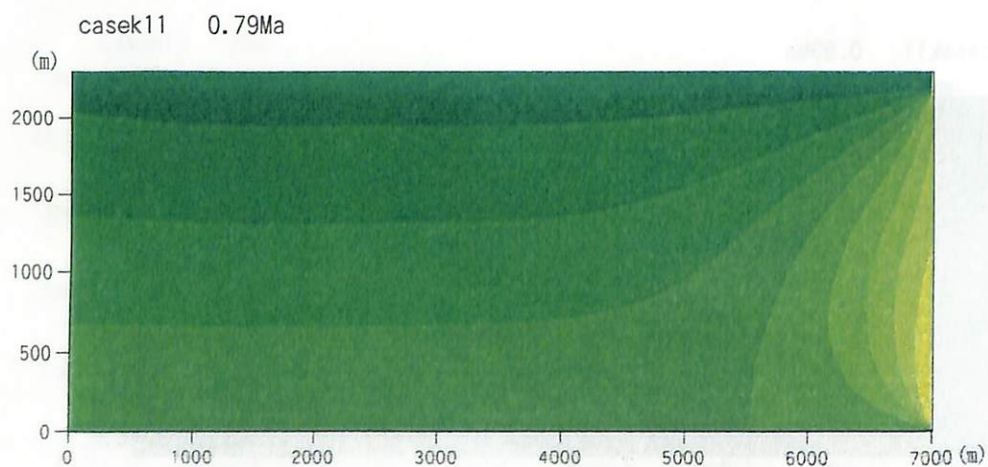
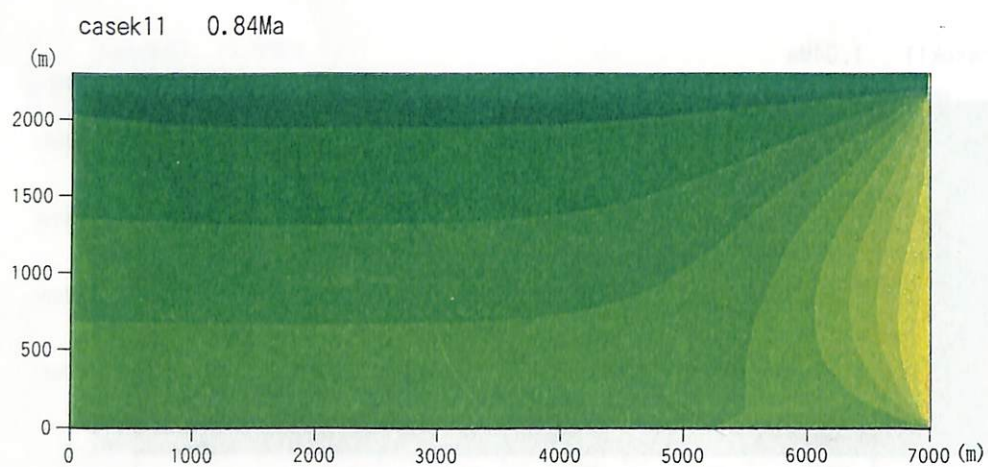
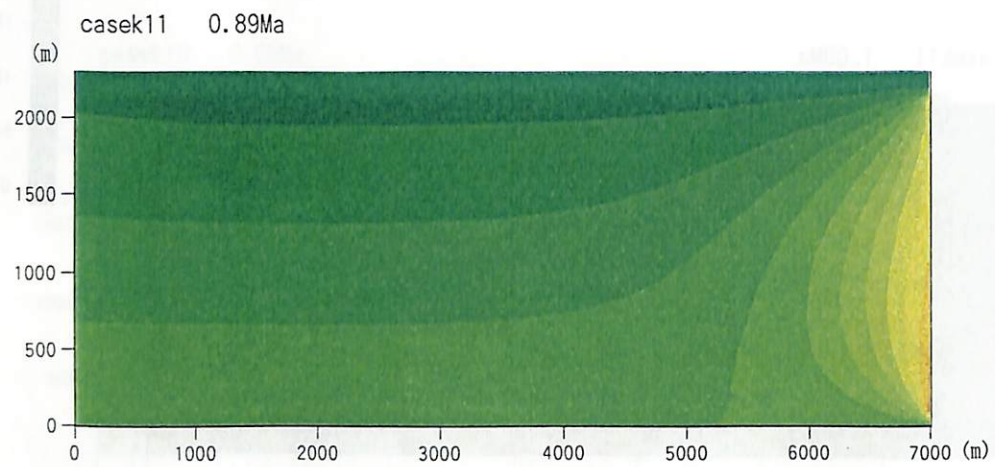
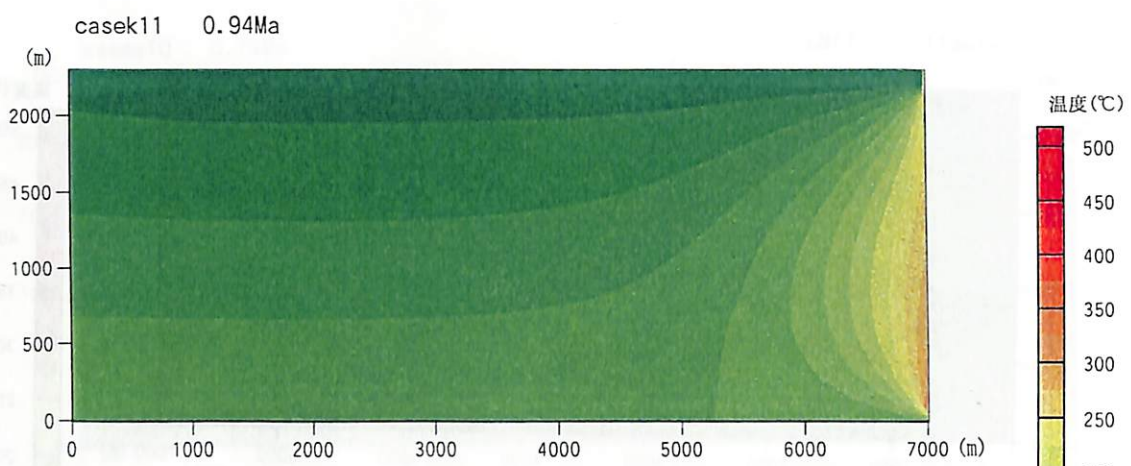


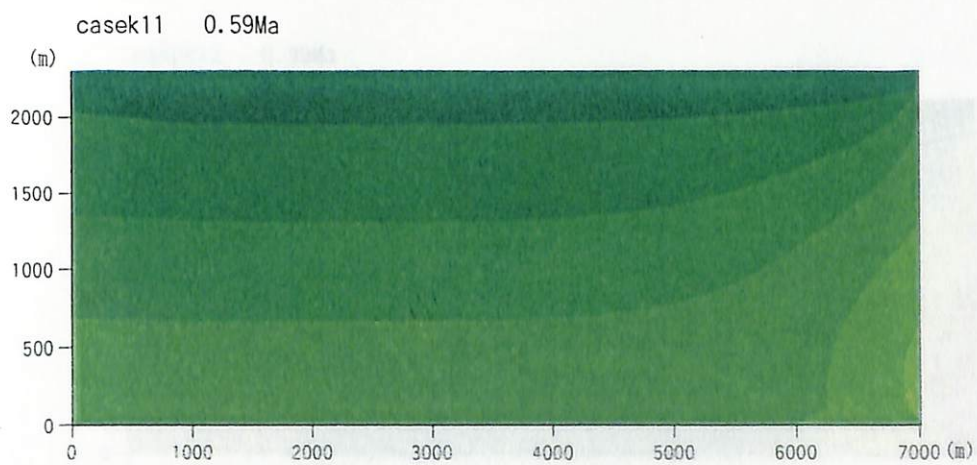
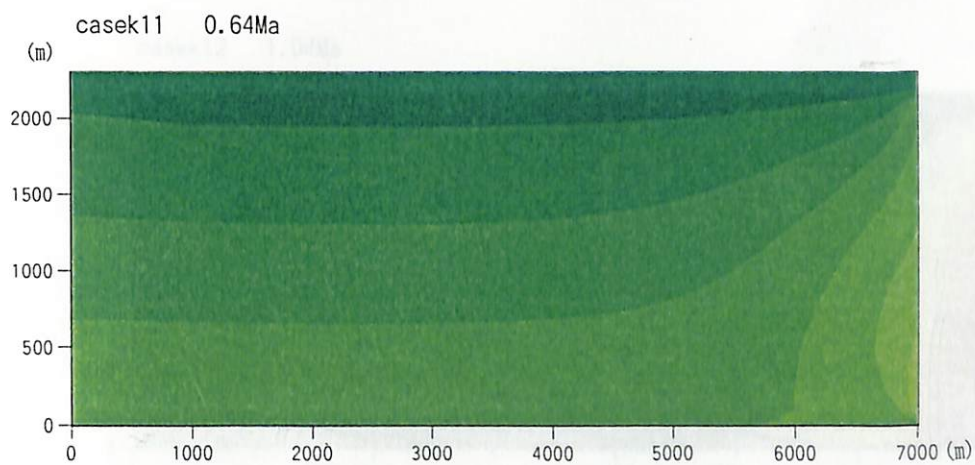
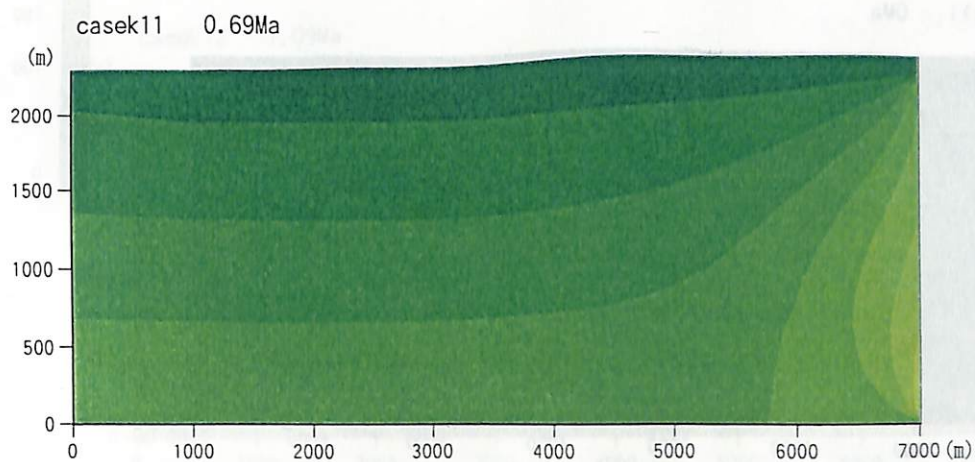
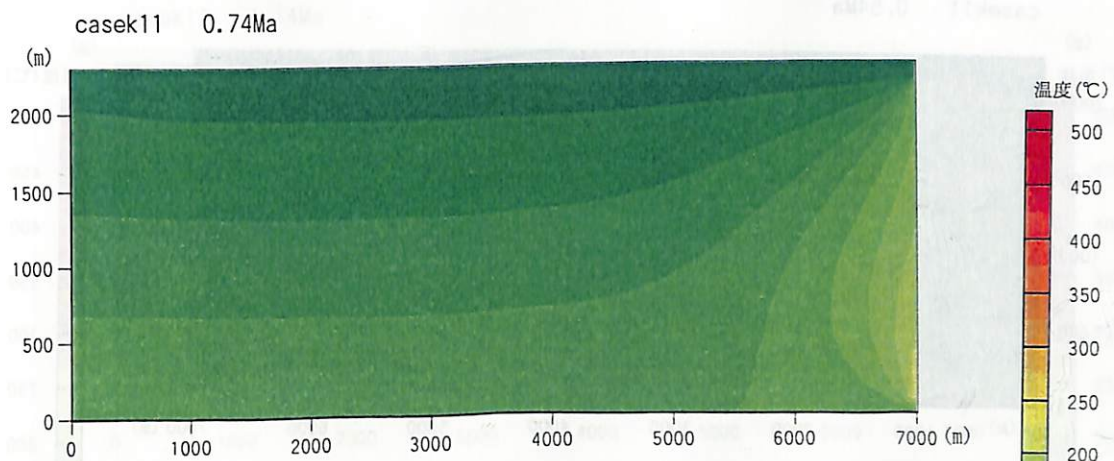


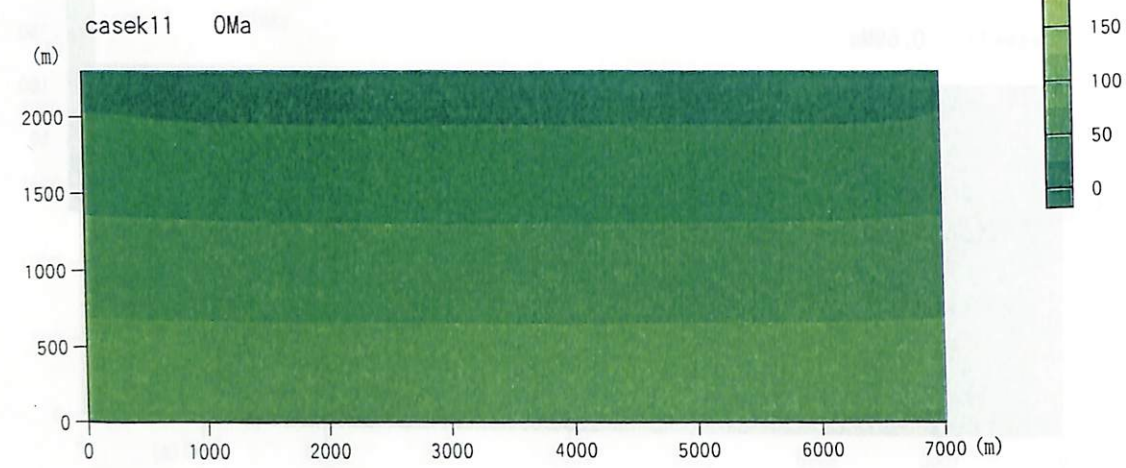
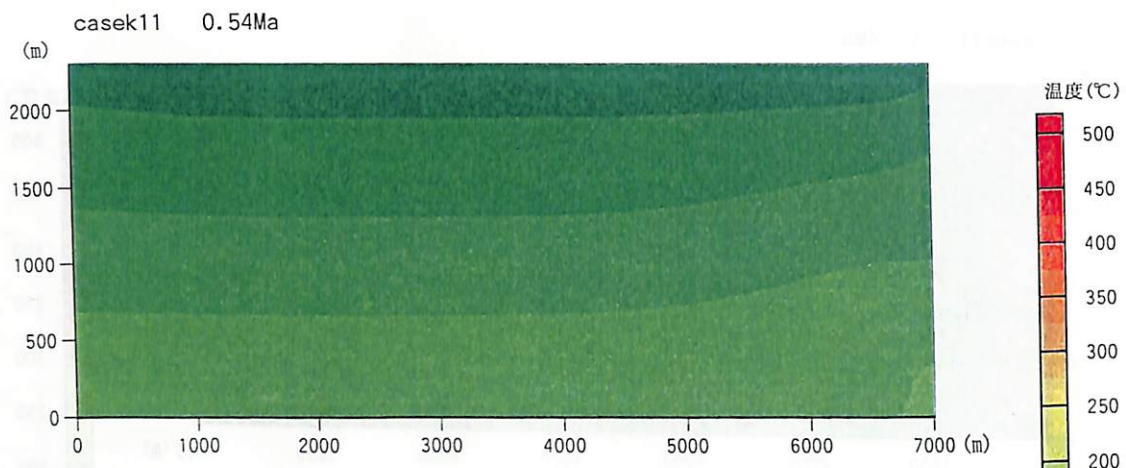




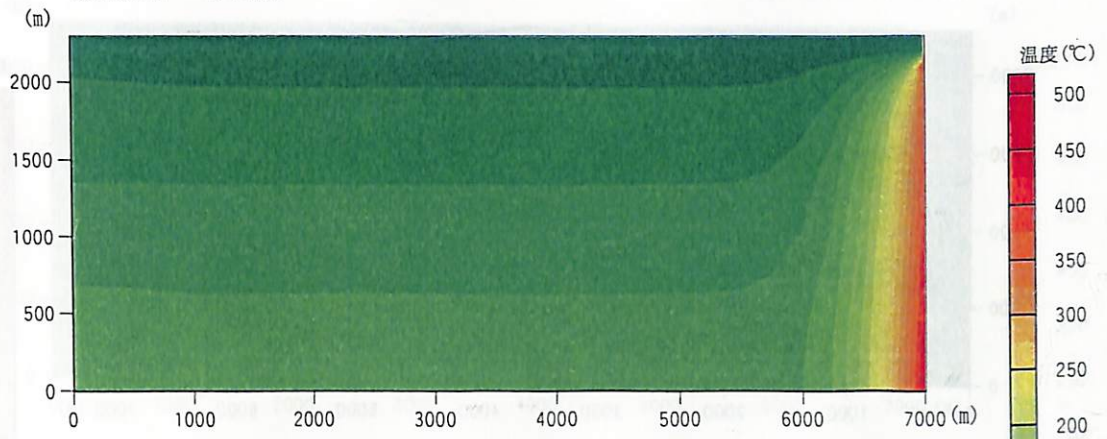




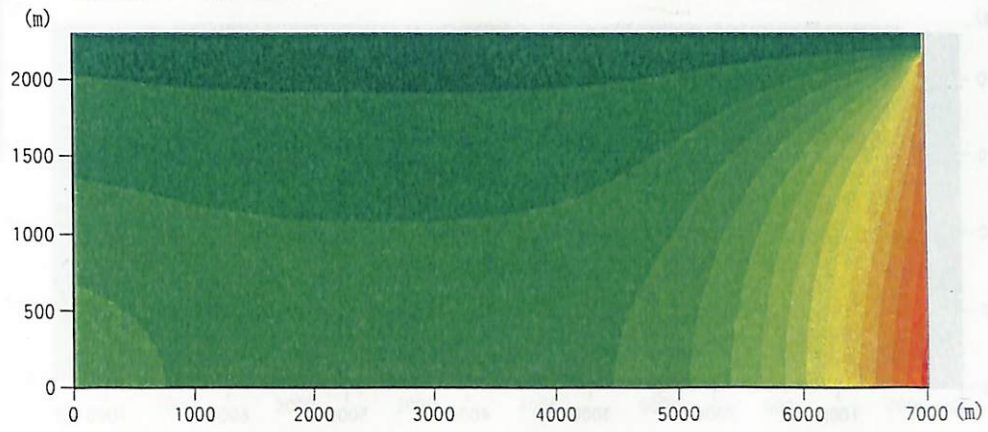




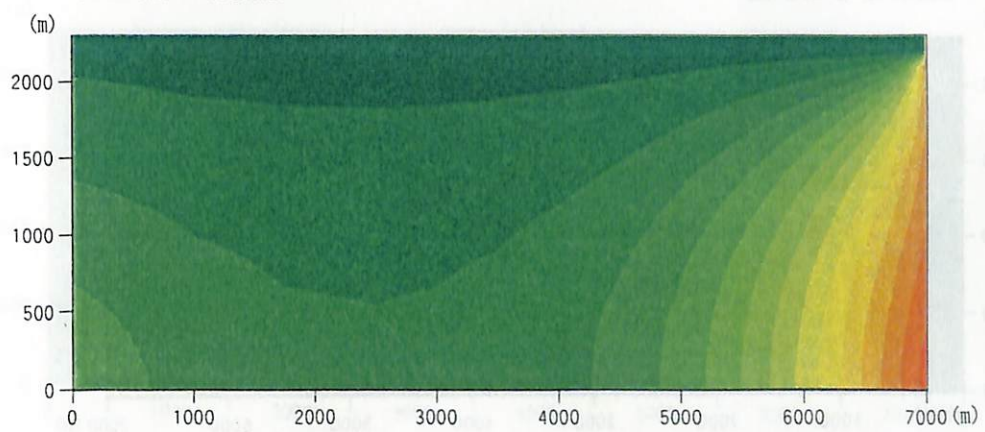
casek12 1.14Ma



casek12 1.09Ma



casek12 1.04Ma



casek12 0.99Ma

