

本資料は2000年 3月 3日付けで登録区分  
変更する。

東濃地科学センター 【研究調整グループ】

## 地熱系解析手法に関する調査

1996年2月

本文の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせ下さい。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松4番地49  
核燃料サイクル開発機構  
技術展開部 技術協力課

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:  
Technical Cooperation Section,  
Technology Management Division  
Japan Nuclear Cycle Development Institute  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184  
Japan

©核燃料サイクル開発機構  
(Japan Nuclear Cycle Development Institute)  
1996

~~この資料は、動燃事業団の開発業務を進めるため、限られた関係者だけに配布するものです。その扱いには十分注意を払って下さい。なお、この資料の供覧、複製、転載には事業団の承認が必要です。また今回の配布目的以外のことには使用しないで下さい。~~

~~This document is not intended for publication. No public reference nor disclosure to the third party should be made without prior written consent of Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation.~~

本資料についての問い合わせは下記に願います。

〒107 東京都港区赤坂1-9-13

動力炉・核燃料開発事業団  
東濃地科学センター 技術開発課

~~配布限定~~

丁  
PNC ~~号~~J7359 96-001

1996年2月

中井仁彦\*

## 地熱系解析手法に関する調査



### 要旨

火山の地下に賦存する熱源（マグマだまり）が周辺の地質環境にどの程度の影響を及ぼすかを明らかにするためには、熱源の規模とそれに伴う地熱系の範囲と程度を定量的に評価する手法が必要である。

当面は、既存の数値解析的アプローチにより、熱源周辺の温度分布、地下水流動系を推定し、実測値との整合性を考慮しつつ解析手法の向上を目指していくのが適切と考えられる。

本年度の作業としては、既存の火山およびマグマだまりなどの観測データと解析手法に関する文献調査（適用条件、精度などの検討を含む）、および既存コードの地熱貯留層シミュレータ（SING）を用いたモデル解析を実施したのでその成果を報告する。

作業の内容としては、以下のとおりである。

- (1) 地熱系解析手法に関する情報の文献調査
- (2) 仮想モデルを用いた地熱系解析
- (3) 日本列島を対象とした地熱系解析

---

本報告書は、株式会社情報数理研究所が動力炉・核燃料開発事業団の委託により実施した研究の成果である。

契約番号：07C0619

事業団担当部課室および担当者：東濃地科学センター

地層科学研究開発室 梅田浩司

\*：株式会社 情報数理研究所 技術部第3課

## 目 次

1. 地熱系解析手法に関する情報の文献調査	1
1.1 概要	1
1.2 YMPにおける研究目標	2
1.3 調査資料の概要	3
1.4 火山活動による影響と評価手法	28
2. 仮想モデルを用いた地熱系解析	31
2.1 解析条件	31
2.2 熱源の深度、形状の違いによる熱的影響の解析	33
2.3 熱源の継続時間の違いによる熱的影響の解析	35
2.4 岩盤浸透率の違いによる熱的影響の解析	37
2.5 まとめ	38
3. 日本列島を対象とした地熱系解析	76
3.1 解析条件	76
3.2 初期モデル(T1)の解析結果	78
3.3 表面での放熱を変えたモデル(T2)の解析結果	78
3.4 熱伝導だけの領域を増やしたモデル(T3)の解析結果	79
3.5 浅部の浸透率を小さくしたモデル(T4)の解析結果	80
3.6 まとめ	80

## 1. 地熱系解析手法に関する情報の文献調査

### 1.1 概要

地下深部のマグマ、およびその地表への噴出物である火山は、熱的にも構造的にもその周辺に大きな影響を与えていることは周知の事実であるが、その評価が十分に行われているとは言い難い。ユッカマウンテンでは深部のマグマを含めた大規模な火山研究 'The Yucca Mountain Site Characterization Project' (YMP) が行われており、研究目標としては以下の3項目が掲げられている。ここでの分類をもとにして、研究目標ごとに以下の資料の検討を行った。

#### 火山の噴火の影響 'Eruptive Effects'

Crowe et al., 1983

Wells et al., 1990

Perry and Crowe, 1992

Valentine, Wohletz and Kiffer, 1992

#### マグマの周辺への影響 'Subsurface Effects'

Bixler and Carrigan, 1986

Maaloe, 1987

Boehmer and Boonstra, 1987

Parsons and Thompson, 1991

Valentine, Crowe and Perry, 1992

#### マグマの動力学的な研究 'Magma System Dynamics'

Head and Wilson, 1989

Parfitt and Willson, 1993

以上の資料と従来知見により、地下深部の解析手法に関する情報について整理した。この分類は便宜的であり、厳密なものではない。

## 1.2 YMPにおける研究目標

放射性廃棄物の地層処分のためには非常に長い年月（数十万年以上）の間、地層内部の安定が必要である。YMPではマグマおよび火山の研究を行い、地層処分におけるマグマおよび火山の影響を評価しようとしている。ここでの研究目標はおおよそ次のように纏められる。

### \* 火山の噴火の影響

火山噴火の影響即ち地表への影響の評価を考えており、おもに地上調査により火山噴出物の化学特性、およびその年代的变化、また、噴火の規模、繰り返し回数、間隔などを調べている。

これらの結果は次の「マグマの周辺への影響」「マグマの動力学的な研究」における基礎資料にもなっている。

### \* マグマの周辺への影響

マグマの貫入にともなう比較的浅部への影響の評価を考えている。

地層処分に及ぼすマグマの影響を正しく評価するには、浅部へ移動した場合にマグマが周辺岩盤へ及ぼす亀裂の生成などの力学的な影響、およびマグマの亀裂への貫入のメカニズムなどの解析技術が必要である。

また、マグマ周辺での熱流体の移動、熱伝導の影響などが解析できる技術、さらには、力学、流体、熱が連成した事象の解析技術が必要になってくる。

### \* マグマの動力学的な研究

マグマの挙動を正確に知るには、マグマの溶融、マグマだまり内の流動、マグマの移動などの評価が重要である。これら評価にはマグマの動力学的な挙動の解析技術の開発が必要であり、その研究が行われている。

力学、流体、熱が連成した事象の解析技術に加えて、マグマの熱的・化学特性、化学特性の年代的变化についての研究も重要である。

### 1.3 調査資料の概要

#### (a)文献 1

論文名 : Aspects of Potential Magmatic Disruption of a High\_Level Radio-active Waste Repository in Southern NEVADA

著者名 : Crowe, B. M., Self, S., Variman, D., Amos, R. and Perry, F. V.

出典 : Journal of Geology 1983

概要 :

火山の危険性に関する研究が、南ネバダにおける高レベル廃棄物の貯蔵研究の一環として始められている。この重要な研究は、爆発による複雑な形状をトレースすることにより実施されている。

南ネバダ地域はN-NE方向の火山のつながりにより分けられており、このつながりは 800万年以降にできたと考えられている。これらの火山はハワイの火山の特性を示しており、アルカリ性である。玄武岩は  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比が0.707であり、結晶質のかけらから構成されている。

理論的な考察によると、玄武岩質のマグマはマンツルの深さから急激に上昇し、一時停滞し、そしてマンツルから分離したと考えられる。玄武岩の中心は薄い線形の貫入岩から生じている。地下200-300mに形成された紙のような貫入岩は、マグマの揮発性の物質があるために生じたものである。玄武岩の中心は、火山岩滓でできた中くらいの円錐と爆発に間中続いた溶岩流により出来ている。3箇所のできた水マグマ爆発は水と不飽和状態のある深さで起きたと考えられる。

廃棄物の玄武岩質のマグマへの混入は、処分域の深さのダイクの形状とマグマの分裂の深さによりコントロールされる。廃棄物の四散経路は、火山の爆発の成分により左右される。廃棄物の多くの体積が、細かな石のかけらになり散らばっていく。

マグマサイクルの影響下では、 $180\text{m}^3$ の貯蔵されたインベントリーは火山岩滓の中に混じり、 $320-900\text{m}^3$ は貫入岩の中に、そして $21\text{m}^3$ は、微細に砕かれて、ばらまかれるだろう。

火山に関するデータとして、以下のものが揚げられていた。

TABLE 1  
SIZE PARAMETERS FOR THE BASALTIC CENTERS OF THE NTS REGION

Volcanic Center	Height (m)	Width (m)	Cone Volume (m <sup>3</sup> )	Flow Volume (m <sup>3</sup> )	Vents	Total Magmatic Volume <sup>a</sup> (m <sup>3</sup> )
Lathrop Wells	140	690	$1.7 \times 10^7$	$1.6 \times 10^7$	3	$5.7 \times 10^7$
Little Cone No. 1	43	360	$1.5 \times 10^7$	$3.0 \times 10^{6b}$	1	$6.2 \times 10^6$
Little Cone No. 2	27	220	$3.4 \times 10^5$	...	1	$7.8 \times 10^5$
Red Cone	73	435	$3.7 \times 10^6$	$1.6 \times 10^7$	6	$2.6 \times 10^7$
Black Cone	121	525	$2.7 \times 10^7$	$4.4 \times 10^7$	3	$1.0 \times 10^8$
Sleeping Cone No. 1	63	240	$2.7 \times 10^6$	$4.9 \times 10^6$	1	$1.1 \times 10^7$
Sleeping Cone No. 2	70	562	$5.8 \times 10^6$	$8.1 \times 10^6$	1	$2.1 \times 10^7$

<sup>a</sup> Magmatic volume is equal to the volume of the cone plus the volume of an inferred scoria sheet plus the lava volume, all corrected to magmatic density.

<sup>b</sup> Calculated volume of lava flow that is largely buried by alluvium; areal coverage of the flow was determined from aeromagnetic data.

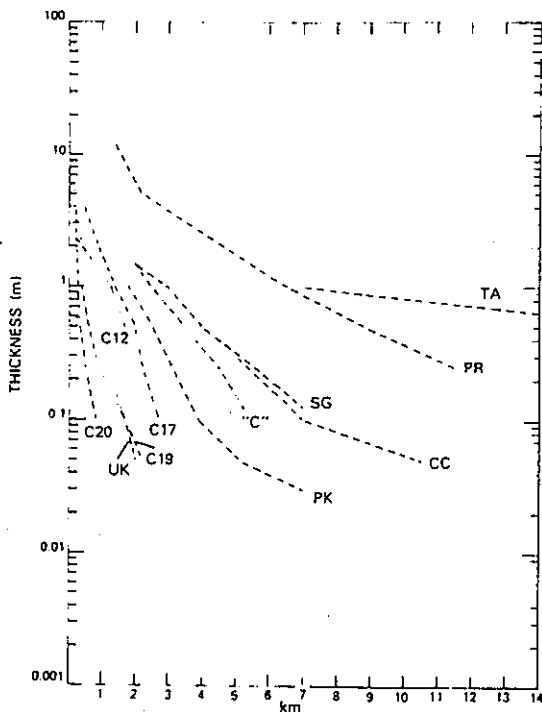


FIG. 6.—Plot of log thickness of basalt scoria deposits vs distance from source vents for Strombolian scoria sheets. TA: Walker et al. (1982); PR Paricutin: Sergerstrom (1950); SG and "C": Booth et al. (1978); C12, C17, C19, and C20: Self (1976); PK: Porter (1973); UK: Self et al. (1980); CC: Heiken (1978).

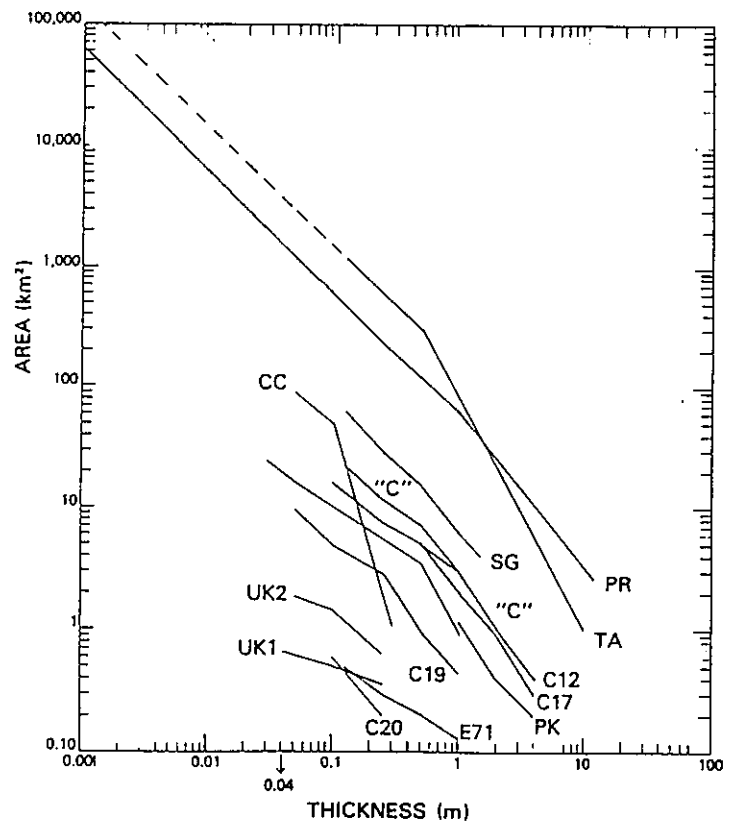


FIG. 7.—Log plot of area of coverage vs thickness of deposits of Strombolian scoria-sheet deposits. Symbols are the same as those used in figure 6.



(b)文献 2

論文名 : Geomorphic assessment of late Quaternary volcanism in the Yucca Mountain area, southern Nevada: Implications for the proposed high\_level radioactive waste repository.

著者名 : Wells, S. G., McFadden, L. D., Renault, C. E., and Crowe, B. M.

出典 : Geology 1990

概要 :

ネバダのユッカマウンテンでの高レベル放射性廃棄物の地層処分における火山の危険性の研究では、第四期の火山プロセスの予測に関するより詳細な理解が要求されている。

南カリフォルニアの第四紀の Cima 火山地域の最近の研究では、火山地形内の K-Ar の年代は、地形的、土壌的特質と調和していると発表された。これらの特性の時間的な変化はデータの無い年代のそして不確かな年代火山の姿を証明するために使われる。

ユッカマウンテンに近い若い火山 Lathrop Wellsの年代特定には信頼性の問題が残されている。この研究における地形計測、土壌計測、層序比較のデータは、Cima 火山地域とユッカマウンテンの地形的、土質的特性の相関は正しいものと期待させる。

Lathrop Wells の火山灰で出来た火山錐とカリフォルニアの 15-20ka年代の火山灰の火山錐との比較からは、それらの地形的、土質的特性がよく似ていることが分かり、またそれは、2つの火山錐が同じ年代に出来たものであることを意味している。

処分施設とされている所からおおよそ 20 km の距離にある Lathrop Wellsの最近の火山活動が 0.27Maという決定には、オーダー単位での誤りがあり、最近の火山活動は 20ka より古いことは無いと結論する。

火山に関するデータとして、以下のものが揚げられていた。

Cone	Age (Ma)	Hc (m)	Wc (m)	Hc/Wc	Lc (m)	Sc (deg)	La (m)	La/Lc	Ha (m)	Ha/Hc
Little Cone-A	1.11 ± 0.3	34	170	0.20	550	18.5	200	0.36	14	0.41
Black Cone	1.09 ± 0.3 1.07 ± 0.4	75	400	0.19	840	23	300	0.36	26	0.35
Red Cone	1.5 ± 0.1 1.0 ± 0.06	55	440	0.13	970	17	400	0.41	35	0.63
K Cone, CVF	0.99 ± 0.07	75	630	0.12		22		0.38		0.35
C Cone, CVF	1.09 ± 0.08	60	400	0.15		23		0.38		0.35

CVF = Cima Volcanic Field

Figure 2. Summary of morphometric parameters of scoria cones and colluvial aprons at selected volcanic centers, Crater Flat, Nevada, and Cima, California, volcanic fields. Schematic diagrams illustrate measurement techniques for parameters; note that development of colluvial apron decreases scoria-cone slope. Volcanic age determinations from Vaniman et al. (1982) and Dohrenwend et al. (1986).

Hc = cone height  
Wc = cone width  
Sc = cone-slope angle  
Lc = cone-slope length  
Ha = apron height  
La = apron length

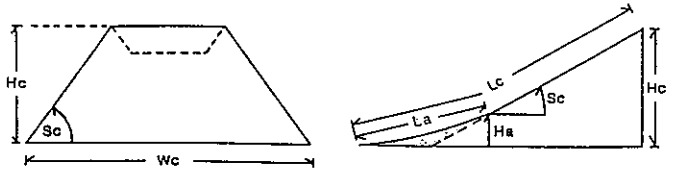


TABLE 2. SOIL-PROFILE DEVELOPMENT, BLACK TANK CONE, CIMA VOLCANIC FIELD, CALIFORNIA, AND LATHROP WELLS CONE, NEVADA

Cone	Age estimate (Ma)	Horizon*	Depth (cm)	Color <sup>+</sup> (dry)	Structure <sup>†</sup>	Clay Films <sup>**</sup>	Secondary <sup>++</sup> CaCO <sub>3</sub>
Debris apron of Black Tank cone	<0.02	AC	0-0.4	10YR 6/4	sg	n.o.	n.o.
		Avk	0.4-2	10YR 7/3	1c6vcp1	n.o.	es,d
		Bwk	2-27	10YR 6/4	sg	co	es,d stage I
		AvBtkb	27-31	10YR 7/3	2csbk	2npo	ev,d stage I
		Bkb	31-56	10YR 6/4	lmgr	co	es,d stage I
		AvBtkb2	56-62	10YR 6/3	2csbk	2nkpo	ev,d stage I
		Bk1b2	62-71	10YR 6/4	1m6csbk	n.o.	ev,d stage II
		Bk2b2	71-79	10YR 6/4	sg	co	ev,d stage II
Flank of Lathrop Wells cone	<0.02	Avkb	0-2	10YR 6/3	1sbk	br	ev,d
		Bwkb	2-12	10YR 4/4	1m6csbk	n.o.	ev,d
		Avkb	12-16	10YR 7/3	f6cp1	lnpf	ev,d
		Bk1b	16-29	10YR 7/3	sg	n.o.	ev,d
		Bk2b	29-47	10YR 6/3	sg	n.o.	ev,s stage I
		Bk3b	47-58	10YR 7/3	sg	n.o.	ev,s stage I
		Bk4b	58-98+	-	-	-	ev,s stage I
Slope of Lathrop Wells cone	<0.02	Ck	0-24	10YR 7/3	sg	n.o.	es,d stage I
		Bkyb	24-31	10YR 7/4	1fshk	n.o.	es,d stage I
		Bkyb	31-38	10YR 7/3	m	n.o.	ev,d stage I +
		Bkb	38-48	10YR 7/3	sg	n.o.	ev,s stage I
		Bkzb	48-65+	-	sg	n.o.	ev,s stage I
		Ckb2	79-113+	-	sg	n.o.	ev,s stage II

\*Designations are terminology of Soil Conservation Service.

<sup>+</sup>From Munsell Soil Color Chart; dash = matrix not present; horizon consists of scoria.

<sup>†</sup>Grade: 1 = weak, 2 = moderate. Size: f = fine, m = medium, c = coarse, vc = very coarse  
Type: sg = single grain, pl = platy, m = massive, gr = granular, shk = subangular blocky; dash = no data.

<sup>\*\*</sup>n.o. = not observed. Frequency: 1 = few, 2 = common.  
Thickness: n = thin, nk = moderately thick Morphology: pf = ped faces, po = pore linings, hr = bridges, co = colloidal stains on grains; dash = no data.

<sup>++</sup>n.o. = not observed. Effervescence: e = slightly effervescent, es = strongly effervescent, ev = violently effervescent. Distribution: d = disseminated, s = segregated. I and II Stage nomenclature based on Gile et al. (1966).

(c)文献 3

論文名 : Geochemical Evidence for Waning Magmatism and Polycyclic  
Volcanism at Crater Flat, NEVADA

著者名 : Perry, F. V. and Crowe, B. M.

出典 : Radioactive Waste Management 1992

概要 :

ユッカマウンテン域の地形的、地化学的な研究は、火口内の火山活動の評価方法と最も若い火山である Lathrop Wellsの火山活動のメカニズムの理解に目標が絞られている。

地化学的、地形的データは火山地帯を作り出すマグマだまりが、地殻深部にあることを示している。深部のマグマだまりはより上部のマグマの通路、マグマだまりを支える（エネルギーを供給する）ような危険なマグマの流れと関係しているものと思われる。

Lathrop Wells の地化学データは、フィールドと地形的な関係から決定づけられた爆発要因が、地化学的に異なることを示している。

地化学的な変化は、1つのマグマが細分化したものとしては説明することが難しく、いくつかのマグマによりLathrop Wells が形成されていることを意味している。

ユッカマウンテン域の第四紀のマグマの流れを考えると、Lathrop Wells でのいくつかのマグマの爆発の確率は、間が空いているように考えられる。

Lathrop Wells は数千年におよぶ数回の爆発で作られたようである。Lathrop Wells の地化学データは地形、地質データをもとに提案された複雑な火山活動の概念と調和する。

火山錐ごとの成分の変化が述べられている。

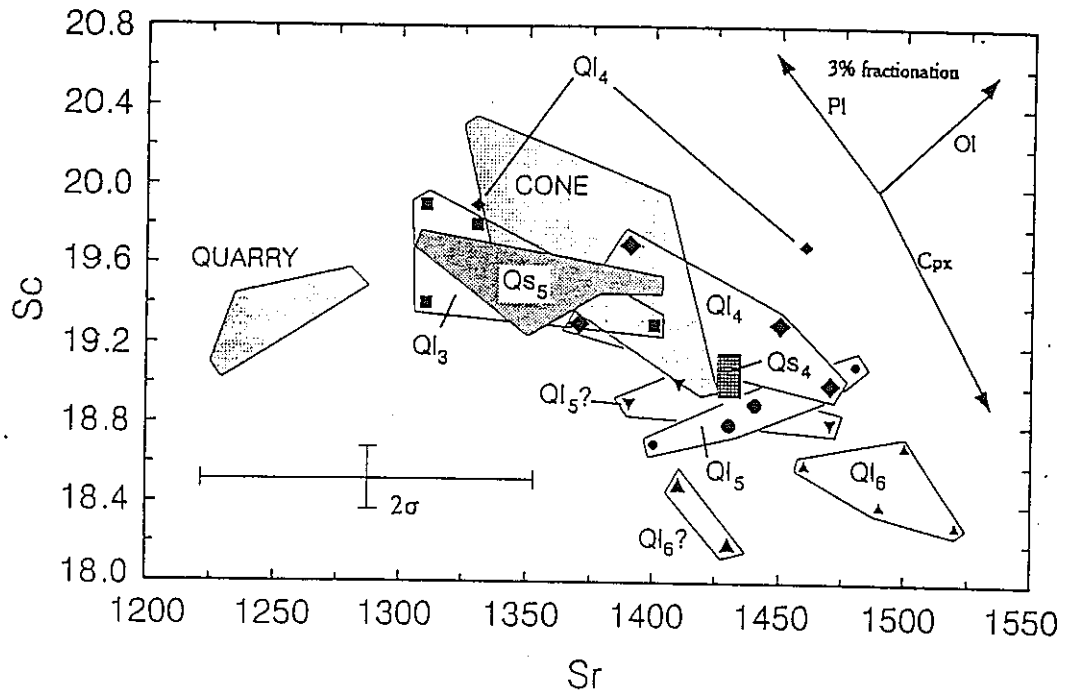


Figure 6. Sr versus Sc for eruptive units of the Lathrop Wells volcanic center. "Cone" corresponds to unit Qs<sub>1</sub> on Figure 4. Shaded areas represent fields for scoria and bomb units. Vectors represent 3% fractional crystallization of Clinopyroxene (Cpx), Olivine (Ol), and Plagioclase (Pl), using partition coefficients for Sr and Sc from Philpotts.<sup>17</sup>

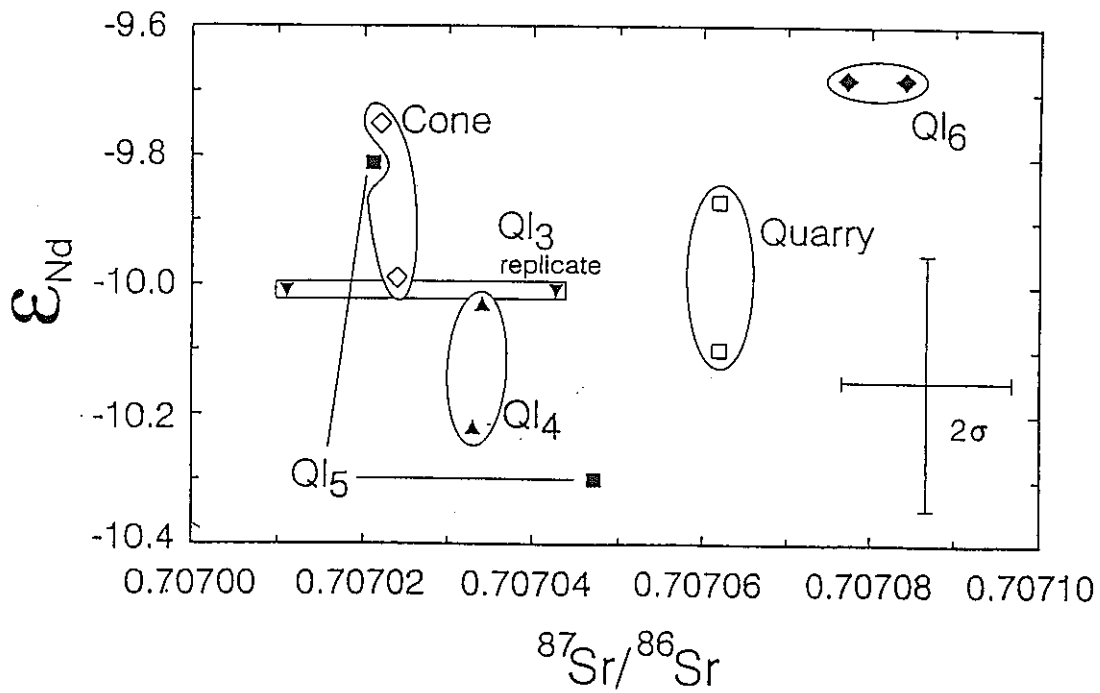


Figure 7. Sr and Nd isotope data for eruptive units at the Lathrop Wells volcanic center. "Cone" refers to unit Qs<sub>1</sub> on figure 4.

(d)文献 4

論文名 : Effects of topography on facies and compositional zonation in caldera-related ignimbrites.

著者名 : Valentine, G. A., Wohletz, K. H. and Kiffer, S. W.

出典 : Geological Society of America Bulletin 1992

概要 :

カルデラ内の爆発時の大きなスケールの流体の動きは地形的な障壁（具体的にはカルデラの縁）を考慮した2相状態（灰、ガス）を扱える流体の方程式（質量、運動量、エネルギー）を解くことにより解析される。

爆発時のカルデラの縁の影響は、縁との相対的な位置と impact zone に依存する。穴から impact zone との距離は火口の高さに比例的である。

3つの異なる爆発のパターンがシミュレーションにおいて観測されている。

- (1) もし impact zone がカルデラ壁の外側であれば、連続的な火山屑のカルデラ外への流れができる。
- (2) もし impact zone がカルデラの縁の上であれば、初期の火山屑の流れはカルデラ外へ、そしてカルデラが灰によりいっぱいになるまで外への流れは続く。
- (3) もし impact zone が縁より内側であれば、流れは縁を越えうる密度と速度では無いので、火山屑の流れはカルデラ内に留まる。

たいていの場合、火山屑は灰による choking を起こしながら急激に吹き上げる高さを減少させる。この灰の吹き上げの繰り返しは、火山屑の縁を越える力を減少させている。

数値モデルは、冷却とカルデラ外への堆積を起こすいくつかのプロセスを提案している。

爆発と地形に伴う堆積の仕方によっては火山堆積物の中に成分的なギャップを生じさせるかもしれない。マグマだまり内の成分の急な変化は、外側の成分のギャップに影響されない。

同じ爆発で生じた、外側の流出物とカルデラ内の凝灰岩は、これらの大きなスケールの流体の流れにより、異なる冷却過程と成分の変化を見せている。

興味深い火山の噴火に関するシミュレーション結果が多数揚げられていた。

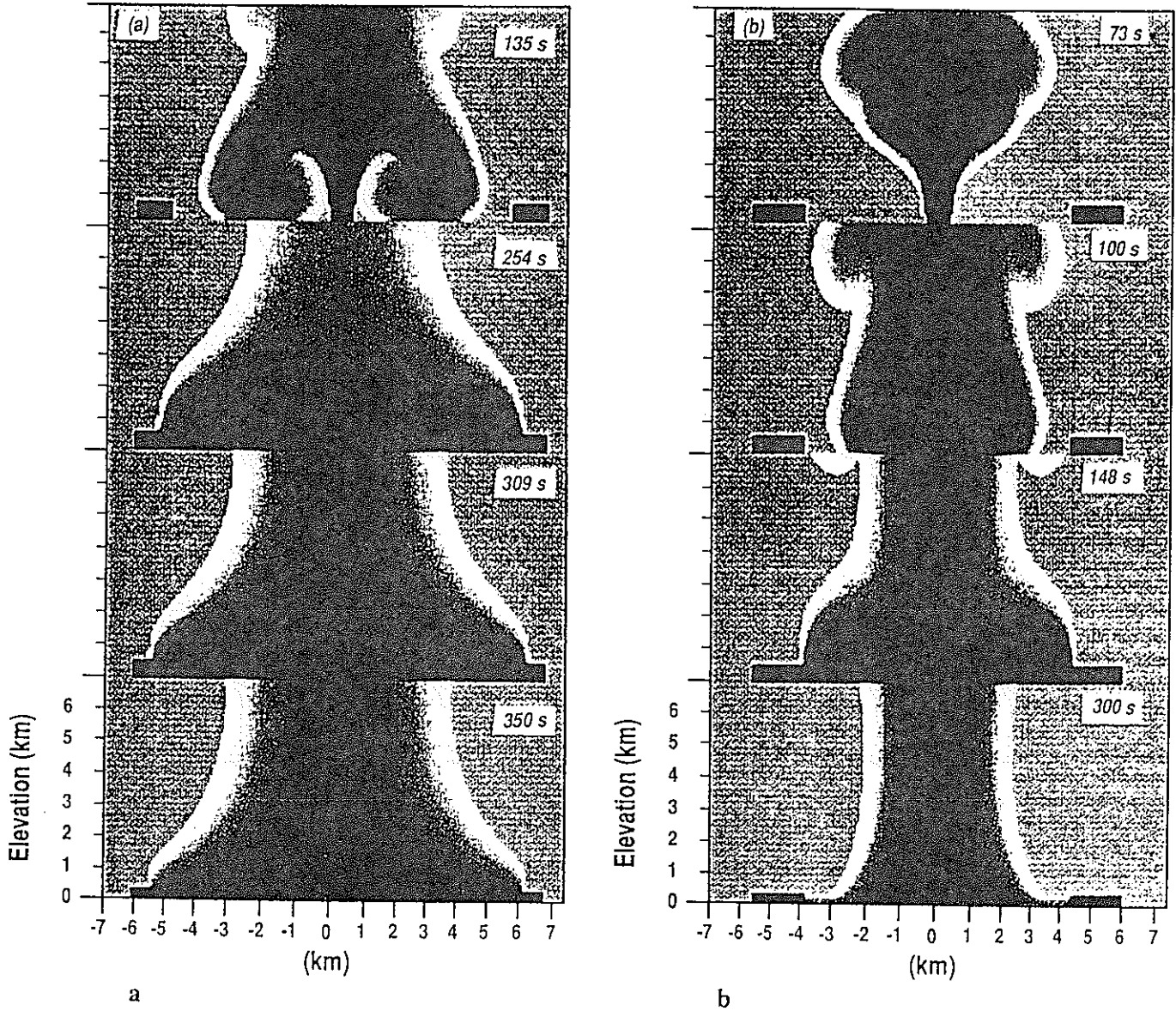


Figure 5. Snapshots of two eruptions with caldera rims outside the initial impact zone. (a) Run 119 at  $t = 135, 254, 309,$  and  $350$  s; (b) run 107 at  $t = 73, 100, 148,$  and  $300$  s. Same variable and color bar as in Figure 3.

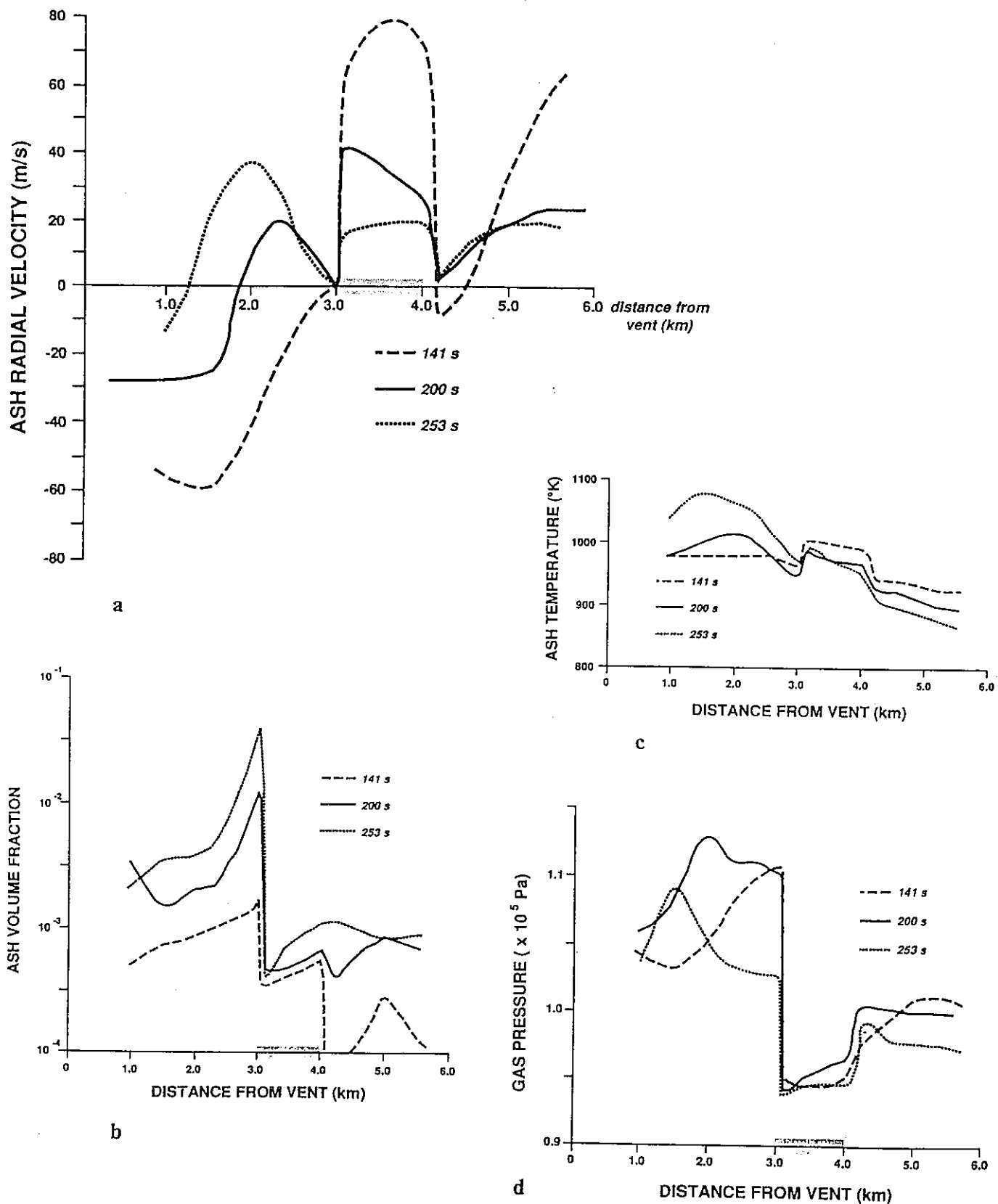


Figure 9. Radial variations along the ground surface for run 112 (see Fig. 8b), with location of caldera rim shown by shading. (a) Ash radial velocity, (b) ash-volume fraction, (c) ash temperature (again note that minimum welding temperature corresponds to  $\sim 800$  °K), (d) gas pressure.

(e)文献 5

論文名 : Enhanced heat in partially-saturated hydrothermal systems.

著者名 : Bixler, N. E. and Carrigan, C. R.

出典 : Geophysical Research Letters 1986

概要 :

毛管現象の役割は、熱水領域においては熱の移動を決めるので、ポテンシャルとして重要である。

毛管現象は液相と気相の混じった2相状態でも起きるものであり、結果的に2相状態でも対流を起こしやすくしている。

数値モデルにおける毛管現象とそれがない場合の解析解との比較からは、熱の移動がオーダー単位で高められているのが示された。

毛管現象は熱水領域では特に重要であり、また、毛管のサイズ、亀裂のサイズと同様に、鉱物の沈殿のような自然現象に依存するものと考えられる。

マグマの熱の伝導に関して、毛管現象を考慮した解析の必要性が述べられている。以下の図は、マグマの貫入の概念モデルと解析モデルを示してある。

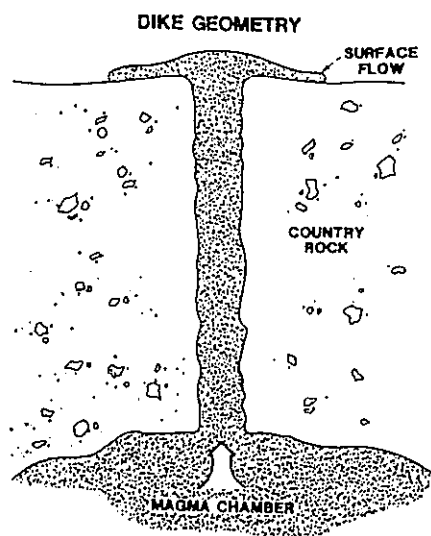


Fig. 1. Illustration of dike emplaced in permeable host rock.

COOLING OF AN IGNEOUS DIKE

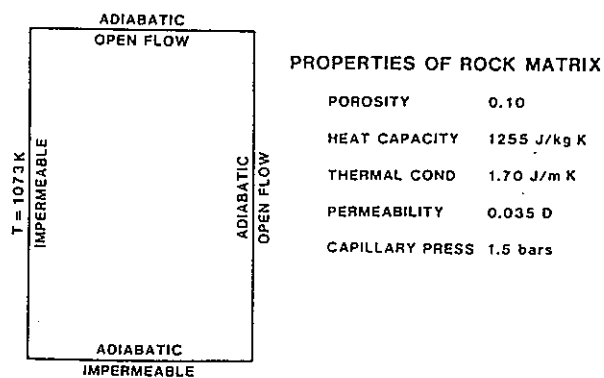


Fig. 2. Idealized problem domain corresponding to Figure 1. Left boundary represents temperature defined discontinuity in permeability associated with thermal-cracking mechanism. Other boundaries chosen to allow comparison with analytical models.



シミュレーション結果と解析解モデルと数値計算モデルの違いを示した。

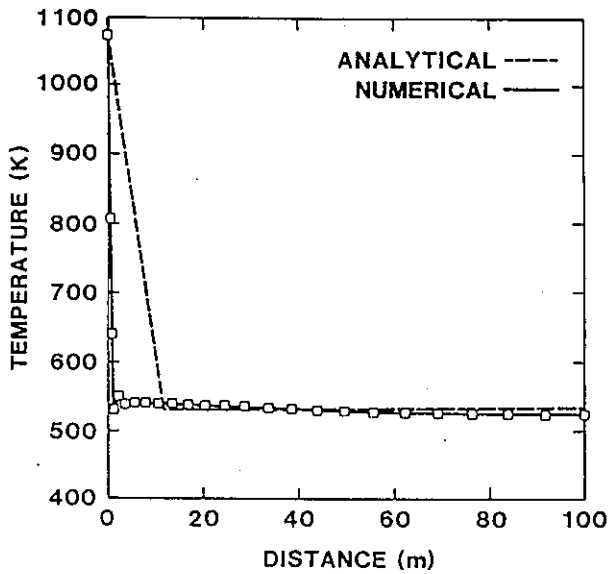


Fig. 3. Temperature as a function of distance from the heated surface (left boundary) at mid-height for the numerical and analytical models.

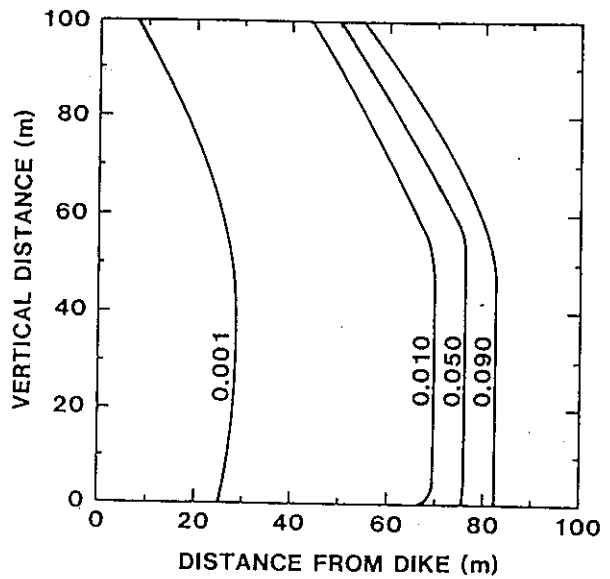


Fig. 4. Moisture contours obtained from the numerical model. For a porosity of 10%, pores entirely filled with liquid phase correspond to a moisture content of 0.1.

### HEAT TRANSFER MECHANISMS

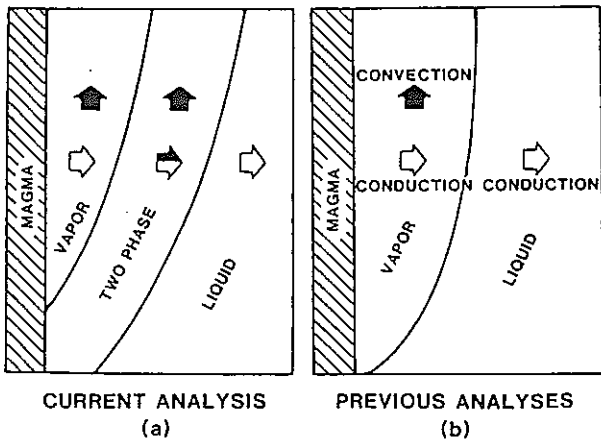


Fig. 5. Schematic of heat-transfer mechanisms pertaining to (a) numerical model and (b) analytical model. Solid and hollow arrows indicate convection and conduction, respectively. The orientation of arrows indicates primary direction of heat transfer. The chief distinguishing characteristic of the numerical model is the existence of a mixed liquid/vapor zone in which horizontal convection occurs.

(f)文献 6

論文名 : The generation and shape of feeder dykes from mantle sources.

著者名 : Maaloe, S.

出典 : Contributions to Mineralogy Petrology 1989

概要 :

フラクチャアの増大の基準は、マントルにおいて生成された、主要なマグマの上昇が起きていることを示している。

初期においては、マグマのパルスがダイクを形成し、そしていくらかの距離を上昇し、留まることになる。

それに続くマグマのパルスが、最初のパルスに繋がり、そして新しいマグマのパルスがダイクの最上に位置するマグマのパルスに届くたびに、蓄積されたマグマの固まりの、いくらかの上昇が継続的に起きることになる。

このような形態で、マントルから地表へ、分かれるか纏まったままかの道筋で、ダイクは広がりながら形成される。

このモデルは、玄武岩質の爆発の支配的な 2000bars 以上の高圧での状況を説明するものである。上昇するマグマのパルスの計算による形状は、その高さとうがりがよく似ていることを示している。

マグマの貫入現象に関して興味深い実験結果と計算結果が示されており、バイブル的な研究結果である。以下の図は亀裂進展の数値モデルについて示してある。

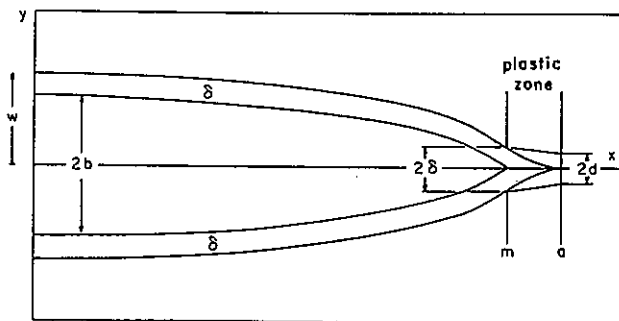


Fig. 2. The shape of the yield-controlled crack. The space given by  $2b$  is filled with liquid, the zone that has undergone yield is given by  $\delta$ , its original width is  $d$ . The sketch is not to scale, the width is exaggerated by a factor 1000

以下のシミュレーション結果、実験結果が示されている。

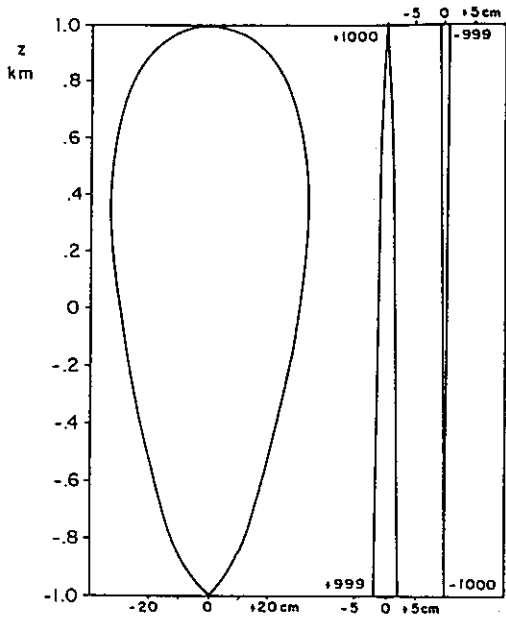


Fig. 3. The cross section of a vertical pulse of magma with the width/length ratio enlarged by a factor 1000. The terminations of the body of magma is shown in the right part of the diagram with the aspect ratio equal to 1.00

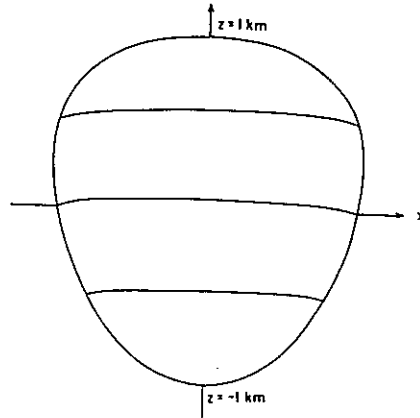


Fig. 4. The approximate three-dimensional shape of a pulse of magma assumed 2 km high. The horizontal curves indicate the ellipsoidal cross sections of the pulse

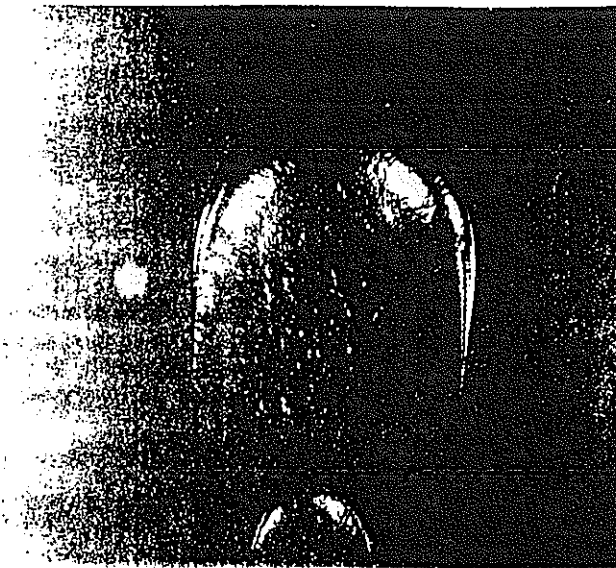


Fig. 5. The shape of an air bubble ascending in gelatine. The bubble is about 5 cm high. The shape of both the stationary and moving air bubbles are similar to the shape shown. The shape is somewhat different from the calculated one (Fig. 4), but the height is similar to the width in both cases

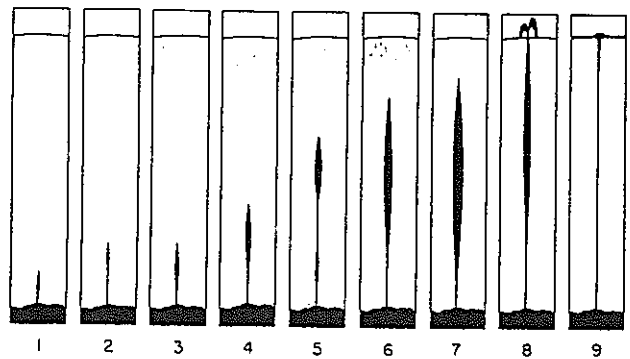


Fig. 8. The various stages of dike ascent from a mantle source. 1 The formation of the initial pulse of magma. 2 The initial pulse ascends for some distance. 3 The first pulse is joined by a second one. 4 The combined pulses of magma can then ascend some further distance. 5 A pulse of magma is moving up to the accumulating pulse. 6 and 7 By the supply of pulses from below the accumulating body of magma increases in height. 8 Eruption takes place when the accumulating pulses reach the surface. 9 During the eruption the dike closes up from below squeezing the magma upwards

(g)文献7

論文名 : Analysis of drawdown in the country rock of composite dike  
aquifers

著者名 : Boehmer, W.K. and Boonstre, J.

出典 : Journal of Hydrology 1987

概要 :

複数のダイクによる貯水システムの中の、ダイクを通った井戸から一定量をポンピングした場合についての地下水流動の近似解が提供されている。

これらの解は、岩盤の中の構成のドローダウンの現象を評価するためのカーブフィッティングの手法を与えている。

著者の仕事に基づくこの手法はすでに公開されている。これらはドローダウンの解析方法、経過時間により違いが有るので、岩盤中の観測井戸の解析にも影響してくる。

岩盤中の流体の拡散特性を得るために、タイプカーブのフィッティングの手法を用いて、ドローダウンの時間変化のデータが解析される。

ダイクに繋がる井戸のドローダウン現象を評価するための、公開された手法に加えて、複数のダイクによる貯水システムの、水理的特性の完全な解析が可能な手法を考えている。

フィールド試験のデータを用いて、手法の説明がなされている。

測定データとモデル化の概念図が示されている。

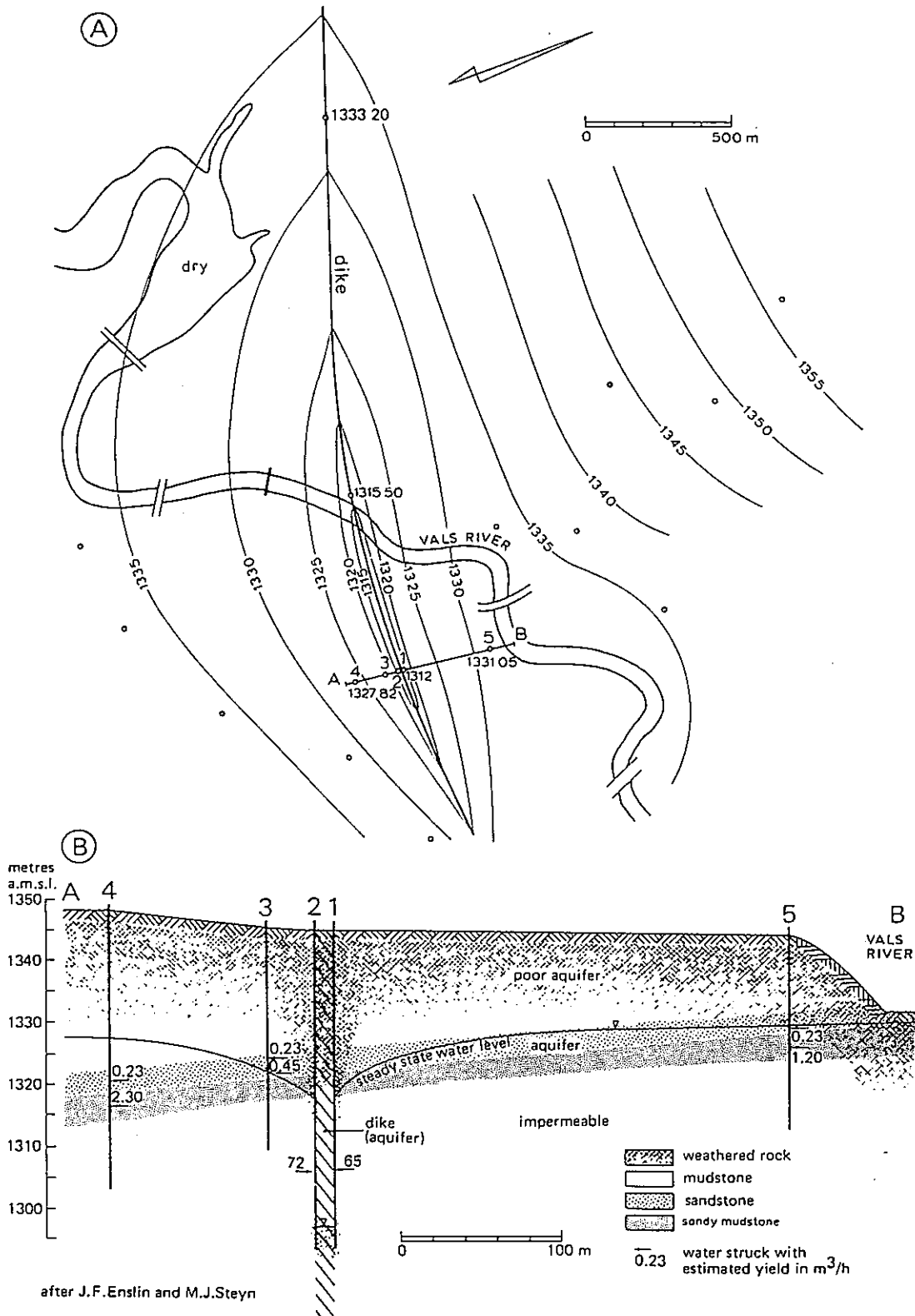


Fig. 1. Trough of depression and corresponding cross section formed after three months of pumping on a well in a highly permeable dolerite dike at Kroonstad, South Africa (after Enslin and Steyn, in Boehmer, 1972).

ダイクと水頭圧に関する多くのシミュレーション結果が示されている。

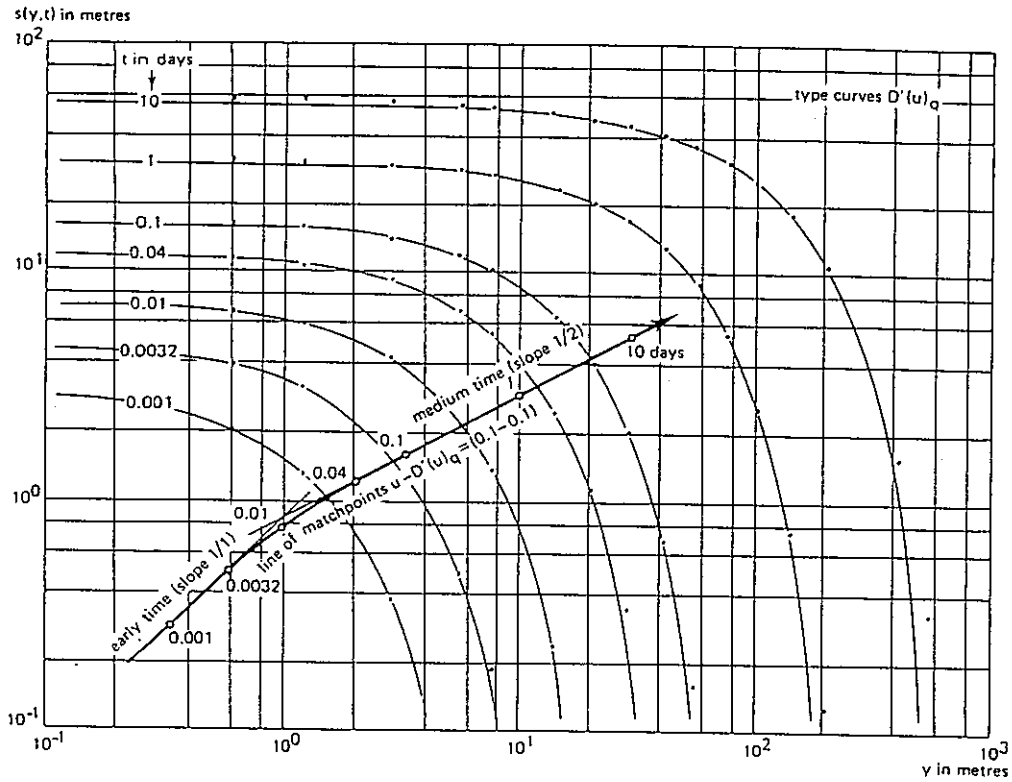


Fig. 4. Distance-drawdown plots along the  $y$  axis in the country rock at seven different times, matched with the function  $D'(u)_q$  versus  $u$  based on model test 1.

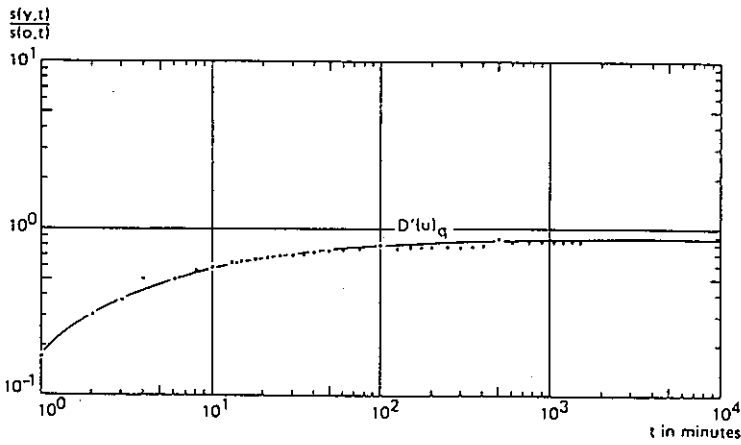


Fig. 6. Time-drawdown ratio plots at  $y = 20$  m matched with the function  $D'(u)_q$  versus  $1/u^2$ .

(h)文献 8

論文名 : The Role of Magma Overpressure in Suppressing Earthquakes and Topography: Worldwide Examples.

著者名 : Parsons, T. and Thompson, G. A.

出典 : Science 1991

概要 :

最小の主応力より大きな圧力により生み出された、大地に広がる玄武岩質のマグマは、正断層や地震、および断層に伴って生じる緩みを押さえる役目をしているかもしれない。

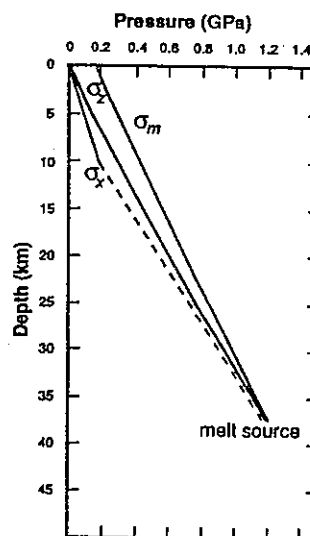
ダイクが垂直に貫入してくる場合、最小主応力にたいして反対の方向にダイクの壁を押し、大きさを増大させていく。平らな貫入が起きた場合、構造的な応力に対して反対方向に、マグマの圧力を発生させる。

このプロセスは応力を等しくさせるような傾向があり、断層を生じさせ、地震を起こすような偏差応力を小さくするようである。

地震と世界的な火山活動のパターンの観測結果は、主に構造的な拡大を助けるようなメカニズムにより、火山活動が巨大な地震を発生させていることを示している。マグマ応力による拡大の認識は、地震と火山の危険の評価にとってとても重要である。

下図にはマグマの圧力と岩圧との大小関係が示されている。

Fig. 2. Calculated magma overpressure of an example average basaltic melt composition from the Eastern Snake River Plain, Idaho ( $\sigma_m$  is magma pressure;  $\sigma_x$  is the greatest principal stress, which is vertical in an extending terrane;  $\sigma_z$  is the horizontal least principal stress; melt temperature is fixed at 1200 K; melt density is allowed to vary according to confining pressure). If the melt generation is assumed to occur at the lithostatic pressure ( $\sigma_m = \sigma_x$ ) at the base of the crust, and the melt column is connected from the melt source to its final emplacement, then the internal magma pressure will exceed  $\sigma_x$  during its entire ascent [if viscous losses (4, 10) are neglected]. As long as the magma pressure exceeds  $\sigma_x$ , it will be overpressured, driven by the relative difference between the low-density magma and the surrounding higher density rock deep in the Earth's crust or in the mantle. Melt density changes little during its ascent, but upper crustal rocks are commonly less dense than basaltic melt. Melt is able to climb in a dike through these rocks because it is not able to penetrate the rigid walls of the dike and interact with the rocks; ascent thus continues to be driven by the density instability below. The observation that basaltic melts reach the surface in extending terranes suggests that the melt pressure exceeds lithostatic pressure and thus must exceed  $\sigma_x$ . This condition enables the melt to affect the stress orientations.



地震波による測定結果と海底の地形図が示されている。

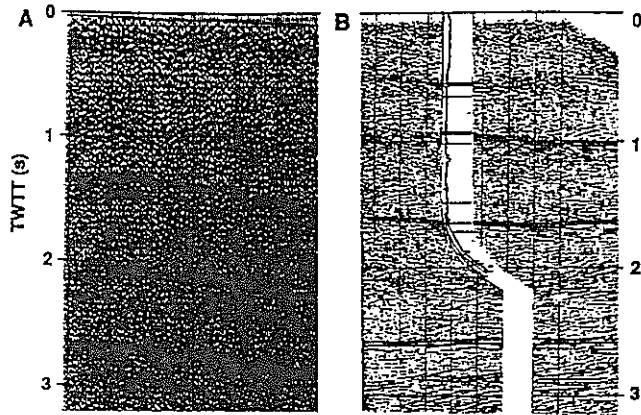


Fig. 3. Seismic reflections from diabase sheets intruded subhorizontally into crystalline rocks of (A) central Arizona (12), and (B) Siljan, Sweden (11). The sheets at Siljan were drilled and their composition confirmed. The presence of horizontally intruded sheets can be useful in determining the stress field at the time of their emplacement and in explaining contemporary seismicity. Vertical axis is travel time, which corresponds with depth.

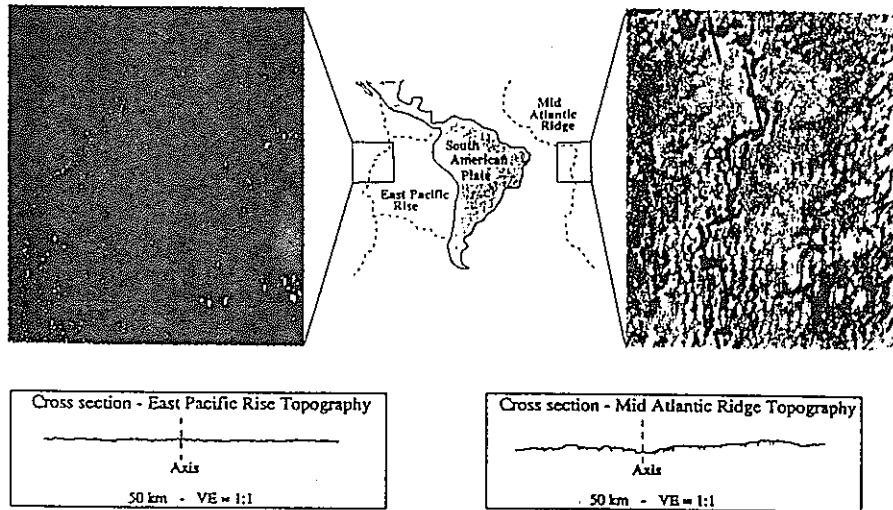


Fig. 4. A comparison of two oceanic spreading centers, the East Pacific Rise (left) and the Mid-Atlantic Ridge (right) [black dots are earthquake epicenters of magnitude  $\geq 4.0$  (19)]. The East Pacific Rise is spreading faster than the Mid-Atlantic Ridge, has lower topographic relief, is seismically less active, and is supplied by a larger magma chamber. The magma supply to the East Pacific Rise is probably sufficient to accommodate most of the extension, and thus normal faults like those observed on the Mid-Atlantic Ridge are unnecessary. VE, vertical exaggeration.



(i)文献 9

論文名 : Physical Processes and Effects of Magmatism in the Yucca Mountain Region.

著者名 : Valentine, G. A., Crowe, B. M. and Perry, F. V.

出典 : Radioactive Waste Management 1992

概要 :

ユッカマウンテン域の放射性廃棄物の地層処分における火山活動の影響と、ユッカマウンテンのマグマ活動に関する研究について述べている。

火山、または火山活動は、廃棄物を地上に噴出することにより、または、廃棄処分域への貫入が起きた場合には、熱流体、変質した地下水により、廃棄物処分に影響を与えるかもしれない。

少ない量の玄武岩質の爆発により蒔き散らかされるとした、廃棄物の保守的な計算は、少な目の限界を越えていることが示されている。

フィールドでの研究に基づくこれらの計算の精度を良くするための努力について述べてある。

周辺への影響についての研究が始まり、そして、貫入特性、および浸食されたサイトにおける接触変成に関するフィールドでの研究に目標が絞られている。

マグマ活動の一般的なプロセスは、火山活動の予測の物理的な基礎を証明するために重要である。

最初の研究は、地形的、地化学的な研究と協力しての、玄武岩質のマグマだまりのモデリングに焦点が絞られている。数値シミュレーションに基づく、小さな玄武岩質のシルの熱流体特性の評価が述べられている。

爆発条件の数量化は、マグマシステムの様々な情報を証明できる。二相の流体運動と連動した、玄武岩質の中心の火山屑面のマッピングによる数量化の方法を開発している。

流体運動のシミュレーションの例が、ハワイの歴史的な爆発の比較として、示されている。

玄武岩質のマグマだまりのモデリングが行われている。

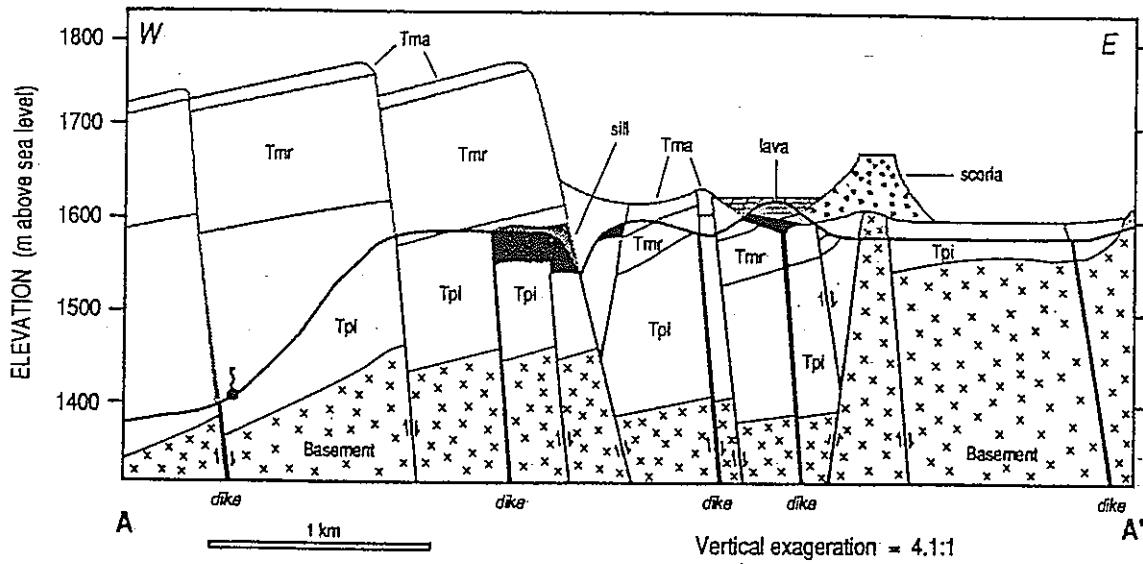


Figure 3. Cross section through Paiute Ridge area (A-A' in Figure 2), showing present day topography and geology, with inferred topography at the time of basaltic activity in lighter lines. Dikes are extrapolated to original depths based on modern exposures off the plane of the cross section. Tpi - Paintbrush tuffs; Tmr - Rainier Mesa member of Timber Mountain Tuff; Tma - Ammonia Tanks member of Timber Mountain Tuff. Dot with vertical curved line represents location of a spring.

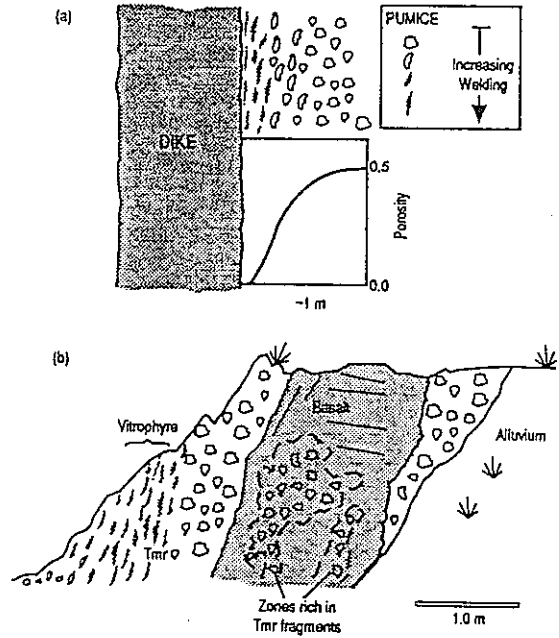


Figure 4. Schematic sketch of typical basaltic dike at Paiute Ridge showing effects on the wallrock tuffs (a), and field sketch of basaltic dike where maximum wallrock welding is offset from the dike margin (b).

玄武岩質のシルの熱流体特性と爆発条件の数量化が試みられている。

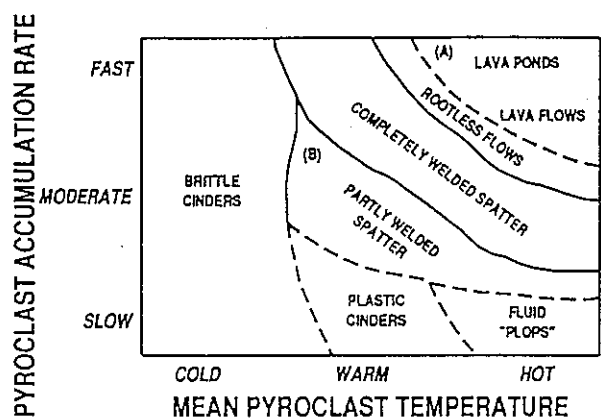


Figure 6. Schematic diagram showing the dependence of pyroclastic facies types on local accumulation rate and clast temperature, modified from Ref. 16.

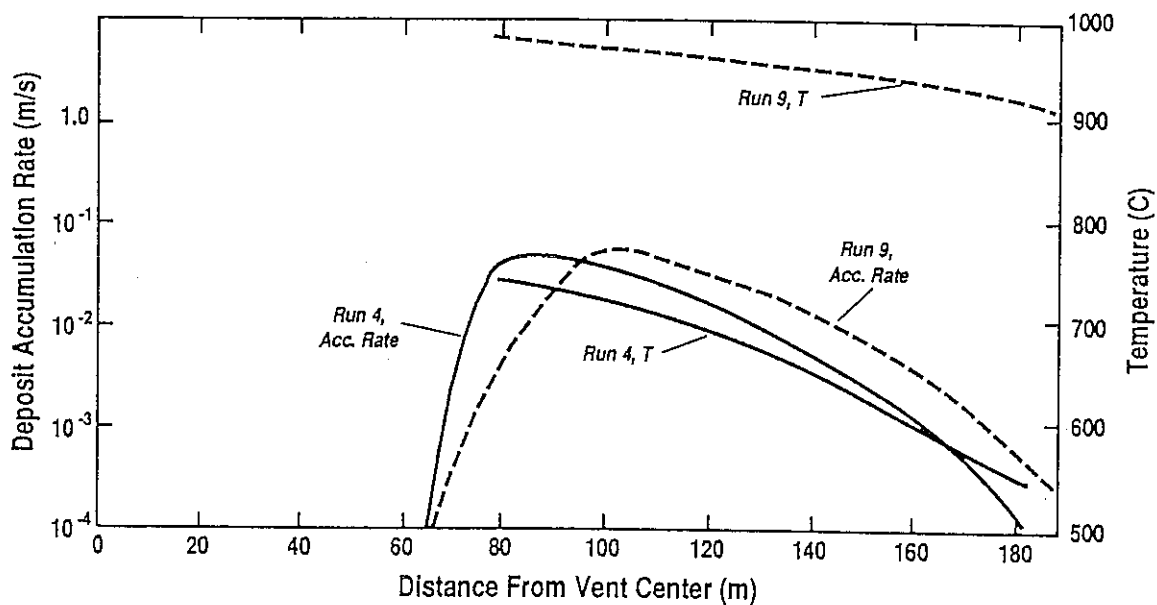


Figure 9. Deposit accumulation rate and clast temperature for runs 4 (solid lines) and 9 (dashed lines), as functions of radial distance from vent center.

(j)文献 10

論文名 : Basaltic Pyroclastic Eruptions: Influence of Gas release Patterns and Volume Fluxes on Fountain Structure, and the Formation of Cinder Cones, Spatter Cones, Rootless Flows, Lava Ponds and Lava Flows.

著者名 : Head, J.W. III, and Wilson, L.

出典 : Journal of Volcanology and Geothermal Research 1989

概要 :

玄武岩質の碎屑の噴火の時には、2つの変数即ちマグマのガスの含有率とマグマの流出量が、碎屑の大きさと噴火の動的形態を決定する。

噴火の動的形態と碎屑の大きさは、碎屑の構造物とか溶岩の流れという形で、結果的にその堆積形態を決定する。ガスの含有率と碎屑の大きさの物理的な関係は、よく理解されていないが、観測に基づく玄武岩質の爆発に関するデータはすぐ使える。

噴火の動的な形態は、速度プロファイルと吹き上げの最大角度によって決定される。これらの2つのパラメータは、噴火時の碎屑の経路と最後に留まる場所を決定する。

碎屑のサイズと空間的な分布の組み合わせは、碎屑の密度と、噴火時の不透明さと、噴火時の碎屑の冷却の効果を決定する。

与えられた条件に対して、2つの要因、即ち部分的な温度、蓄積比は、碎屑の堆積の形態と地形を決定するので重要になってくる。

例えば、玄武岩質の碎屑の噴火においては、碎屑の大部分は噴火の厚く積もった中央部に残り、冷やされ鉱物化し、また地表に戻り、混じり合って溶岩泉、溶岩流になる。

堆積の少ない噴火の外周においては、碎屑はより冷却を受け、地表に戻り、堆積が少なければ碎屑錐を作り、堆積が多いか、更なる冷却が起きた場合には、崩壊するかもしれない。

これらの変数の関係は、ハワイの噴火に関して調査され、噴火後の堆積の解釈のために用いられている。

噴火後の堆積に関する考察がなされている。

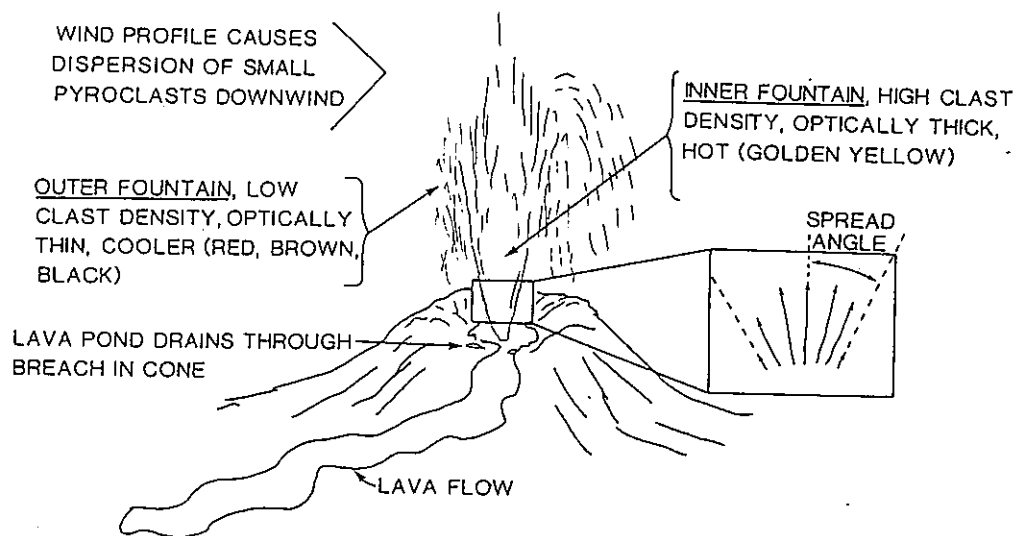


Fig. 1. Sketch of typical basaltic pyroclastic eruption illustrating aspects of the fountain dynamic structure. Lengths of arrows in inset indicate velocity profile.

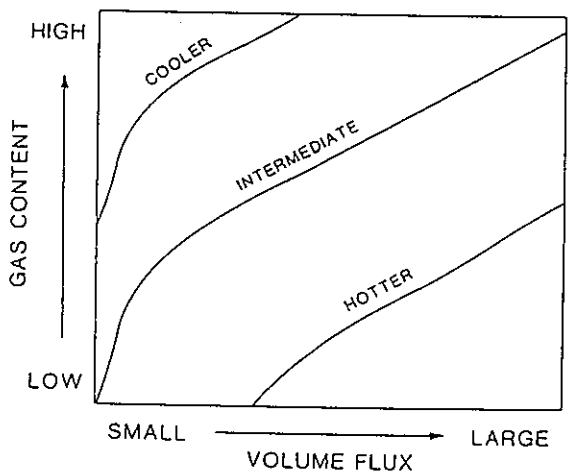


Fig. 3. The dependence of local temperature on gas content and volume flux. Contours of temperature are qualitative and are based on calculations by Wilson and Head (1981). For a fixed-volume flux, the temperature decreases with increasing gas content because of wider clast dispersal, decrease in optical thickness, and more efficient cooling. This trend is partially offset by the fact that increased gas content also leads to increased particle disruption, decreased clast size and greater opacity; this leads to the curved temperature contours.

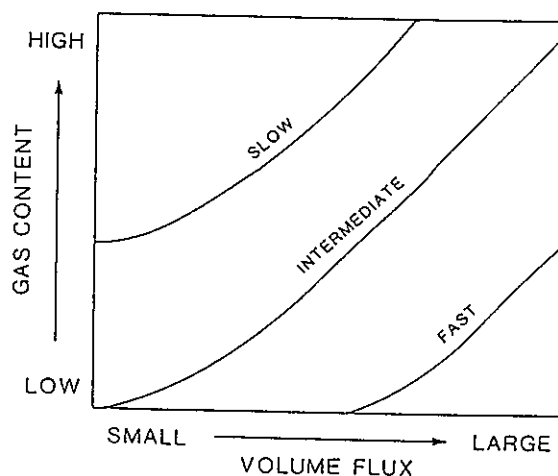


Fig. 4. The dependence of local accumulation rate on gas content and volume flux. For a given gas content, the ranges of clasts are determined, but the number that land per second increases with increasing mass flux. For a fixed-volume flux, the ranges of clasts increase with increasing gas content, so that they are distributed over a larger area, and the local accumulation rate decreases. Contours of local accumulation rate are curved because accumulation rate is linearly proportional to volume flux, but is a nonlinear function of gas content.

(k)文献 11

論文名 : Basaltic magma reservoirs: factors controlling their rupture characteristics and evolution.

著者名 : Parfitt, E. A. and Willson, L.

出典 : Journal of Volcanology and Geothermal Research 1993

概要 :

マグマが進入し、マグマだまりを離れるという形態は、マグマの基本的な様相である。マグマだまりの壁に生じている応力の変化を評価するために、定量的なモデルが開発された。

評価する要因としては、マグマだまりの大きさ、深さ、岩盤強度、そしてマグマと岩盤の密度などがある。

揚力と釣り合った高さの半分が1 km以下の小さなマグマだまりは、ダイクが亀裂の周辺侵入することにより、容易く全方向に向かって大きくなっていく。

2 km以上のより大きなマグマだまりでは、亀裂を発生させる応力は、中心のほうが、上部または下部の場合よりも小さい。従って大きなマグマだまりは、横方向のダイクの侵入により、圧倒的に横に大きくなる。

マグマだまりの上部に、軽い密度の物質の大きな集中が無い限り、縦方向の成長は重要ではない。

ガスの含有率、または化学的な違いによる密度の低い領域の組成は、最上部での亀裂の発生と、成長したマグマだまりからのダイクの上昇を容易にする。

時間とともにマグマだまりが成長し、発展する場合には、マグマだまりの圧力の増加は、垂直方向のダイクの発生を許す含有ガスの量または化学的な違いが、増大していることを意味している。

横方向のダイクの侵入を起こさせる過大な応力が、縦方向の侵入を起こさせるものより小さいという以上に、縦方向の成長が起きなくなるまで、縦方向のマグマだまりのサイズは大きくなる。マグマだまりは時間とともにさらに横方向に大きくなるだろう。

最終的な形状比は、マントルからマグマだまりへのマグマの供給比により支配される。

マグマだまりの形状の変化に関する計算に基づく、大変興味深い考察が述べられている。

### Successive Stages of Reservoir Development

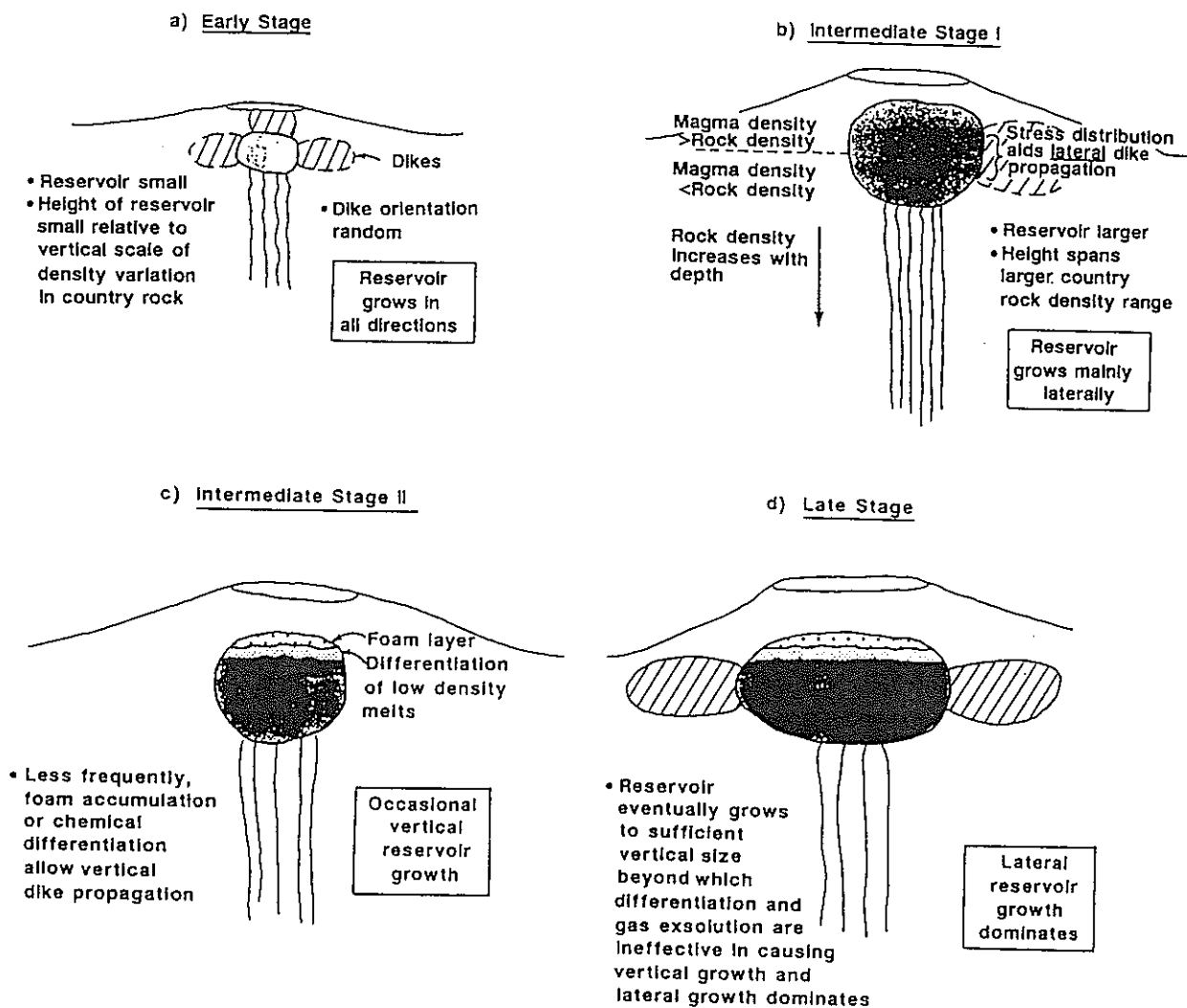


Fig. 3. Schematic diagram illustrating successive stages in the development of a magma reservoir based on the modelling results presented in the text.

## 1.4 火山活動による影響と評価手法

前述の資料を基に、火山活動による影響とその評価、解析の必要性について簡単にまとめた。

### a. ダイクによる水の移動への影響

ダイクは広範囲に広がり、透水性が高い場合も多く、水の移動に伴う放射性廃棄物の拡散に大きな影響を与えると考えられる。逆に透水性が低く、不透水ゾーンになる場合もある。いずれの場合もダイクの形状を正確に表現した水の移動の評価ができることが重要であり、任意形状が扱える浸透解析（質量、運動量保存則）が必要になる。

LBLのTOUGT はこれらの解析機能を備えており、十分利用出来ると考えられる。ただし、ダイク以外の亀裂、断層も多く、浸透率の分布は一様ではないので、浸透率のデータをどのくらい得られるかが課題になる。浸透率のデータが全て得られるということはないので、その不備を補完する努力も必要になる。

### b. マグマの熱による水の移動への影響

放射性廃棄物がマグマの影響内にあると考えられる場合、水の移動に伴う放射性廃棄物の拡散を知る上で、マグマの熱が水の対流速度をどのくらい大きくするか、対流の起きる範囲はどのくらいなのかを、検討しなければならない。

この現象を解析するにはマグマの熱を考慮できる浸透解析（質量、運動量、エネルギー保存則、熱力学特性）が必要である。マグマの温度は1000度にもなるので過熱蒸気の取り扱うことになり、今回改良したSINGで、対応出来るようになった。  
地盤貯留シミュレーション

ただし、マグマの近辺には亀裂が多く、浸透率の分布は一様ではないので、亀裂のデータをどのように得るかが、課題になる。これにはつぎの「マグマの熱と応力による岩盤への影響」でのシュミレーション結果を用いるのも、1つの方法である。



#### c. マグマの熱と応力による岩盤への影響

「マグマの熱による水の移動への影響」を評価するには、マグマ近辺のマグマの熱、応力による岩の破壊（塑性破壊、亀裂の発生）を検討し、亀裂の分布などを推定する必要がある。

岩の破壊を評価するには、破壊力学を考慮した熱、応力解析が必要であり、また、温度が1000度にもなるので岩の熱的変化も考慮しなければならない。

現状では亀裂の発生、岩の熱的変化などの評価は、かなり難しい作業であるが、前述の文献の程度のところまでは進められている。

特に亀裂の進展に関しては、岩盤中の既存亀裂の影響が大きく、既存亀裂をどのように解析に反映させていくかが、課題となる。

#### d. マグマの移動のメカニズム

マグマの影響の範囲を評価するには、マグマのメカニズム（マグマの移動、岩盤への貫入等）を知ることが重要である。

マグマを非ニュートン流体として扱えるとする、この現象の評価は、破壊力学を考慮した非ニュートン流体の熱、浸透、応力の連成解析により可能になる。さらに、マグマの流体から固体、固体から流体への熱的と化学的特性の変化を考慮することも必要である。

現状では亀裂の発生、岩の熱的、化学的変化などの評価は、かなり難しいが、前述の文献の程度のところまでは進められている。

非ニュートン流体の取り扱い、プラスチックの成型加工などの評価で使われており、マグマにも適用可能と考える。

#### e. 火山の爆発の影響

放射性廃棄物がマグマに取り込まれ、火山として地上に吹き出した場合、火山の爆発の形態のより、影響の範囲は非常に大きく変化する。火山の噴火の形態と火山屑の飛び散る範囲の評価は、放射性廃棄物の拡散を知る上で重要な事項である。

噴火の解析には、ガス、火山屑の移流拡散解析と、爆発口でのガス、火山屑の速度を定める爆発の評価式が、必要になる。評価式には爆発口の形が大きく

影響しており、他にマグマの化学特性、水蒸気爆発の有無などが関係している。

現状の技術では、爆発の評価はかなり難しいが、火山屑の堆積などの評価は、前述の文献のようにある程度対応可能と考える。また、マグマの化学特性によっても、火山屑の飛び散る範囲は大きく変化するので、「マグマだまりの温度を考慮した化学特性の変化」の評価が、重要になる。

#### f. マグマだまりの温度を考慮した化学特性の変化

マグマの化学組成は、火山の爆発、マグマの移動時の粘性、固化特性に大きな影響を与えるので、この評価方法の確立が重要である。化学組成は、岩盤を取り込むことで、年代とともに変化するので変化の予想も重要になってくる。

これらの評価は、おもに実験、観測データを纏める作業であるが、データの検証としてイオン平衡解析が利用できる。

高圧下の場合を除いて実験可能であり、データさえ揃えることができれば、火山の爆発、マグマの移動などの解析に利用することが出来る。

## 2. 仮想モデルを用いた地熱系解析

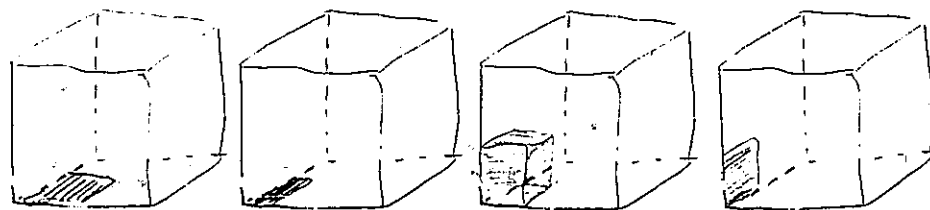
火山帯の地下深部に賦存する熱源周辺の地温分布を総括的に把握すると同時に、地温分布、動水勾配に影響を及ぼす因子（例えば、熱源の深度、形状など）を明らかにするための感度解析を行う。ここでは熱源の深度、形状、継続時間、岩盤の浸透性を組み合わせた仮想的なモデルを用いた、3次元非定常熱水連成解析をおこなった。解析計算には、新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)が開発し、その後公開された地熱貯留層シミュレータ(SING)に、1000度、1000barsまで評価出来るような改良を施して、使用した。

### 2.1 解析条件

解析で用いた計算条件を以下に示す。

#### \* 熱源の深度、形状の違いによる熱的影響の解析

熱源の深度、形状の変化により、熱の伝わり形がどのように影響を受けるかを調べるための解析計算を行った。熱源の温度は1000度とした。



形状	平板	線状	直方体の貫入	板状の貫入
モデル名	a1	a2	a3	a4

#### \* 熱源の継続時間の違いによる熱的影響の解析

マグマの熱の継続時間が異なる場合に、それぞれどのような影響がでるかを調べるための解析を行った。モデル a1 を基にして、以下のように熱源の継続時間を変化させて、比較を行った。

熱源の継続時間	1 万年	1 0 万年	1 0 0 万年
モデル名	b1	b2	b3

\* 岩盤浸透率の違いによる熱的影響の解析

岩盤の浸透率を変化させた場合に、どのような影響がでるかを調べるための解析を行った。

比較はモデル a4 を基準にして、以下のように浸透率を変化させて行った。

浸透率	$10^{-3}$	$10^{-4}$	$10^{-5}$	$10^{-6}$	単位 : darcy
モデル名	a4	c1	c2	c3	

領域分割、岩盤物性値は、境界条件は、各モデルで同一のものを用いた。

\* 領域分割

ブロック数 : 10 : 10 : 12 = 1200個

X方向 : 10 \* 1000 m ( block no. 1-10 )

Y方向 : 10 \* 1000 m ( block no. 1-10 )

Z方向 : 標高800 mから-10000 mまで  
( block no. 1-12 )

\* 岩盤物性値

標高-4000 m以浅と以深で次のように変化させた。

	-4000 m以浅	-4000 m以深	単位
岩体熱伝導係数	2.0	5.0	W / m K
岩体比熱	1000	1000	J / kg K
岩体密度	2500	2500	kg / m <sup>3</sup>
岩体空隙率	0.05	0.0	-
岩体浸透率	0.001	0.0	$10^{-12} \text{m}^2$

ただし、浸透率を変える場合には、これ以外の値を使っている。

\* 境界条件

上面のみを温度10度、圧力1 barsに固定し開境界とし、他は閉境界とした。

閉(固)会の場合は、熱、質量の出入りが無く、開境界では、出入りが生じる。

## 2.2 熱源の深度、形状の違いによる熱的影響の解析

熱源の深度、形状の変化により、熱の伝わり<sup>り</sup>がどのような影響を受けるかを、調べるための解析計算を行った。解析モデル名は、a1, a2, a3, a4 で、それぞれの結果の温度分布、流れ分布の水平、垂直断面を図 2.1-16 に示した。100万年後

### (a) モデル a1

前述のようにモデル a1 では、熱源は底面のマグマだまりからの熱伝導を想定しており、その範囲はX方向に1から3ブロック、Y方向に1から3ブロックの正方形をしている。

この条件での計算結果の垂直方向の温度分布が、図2.1である(単位は度C)。Z方向には3ブロックまでが不透水であり、その領域までは温度が序じょに上昇している。それより上は、対流の影響で、温度の上昇が不均一になっている。

熱源から横方向に4ブロック、即ち4kmも離れるとそこの温度は350度Cであり、その影響は小さくなっている。

水平方向の温度分布が、図2.2に示してある。熱源の中心においてZ方向のブロック1では700度Cに、ブロック2では500度Cになっている。ブロック3では350度Cであり、周りとの差は100度C程しかない。底面とブロック3との距離は5kmであり、底面の1000度Cと比べると、650度Cもの差があることが読みとれる。熱源の影響は、不透水領域でも5kmも離れるとその影響はずいぶん小さくなることが判った。熱源の形状が正方形のため、温度分布の形は対称になっている。

流れ分布の垂直断面図を図2.3に示した。熱源の上部では、急激な上昇が見られるが、離れると下降流に成っているのが判る。

流れ分布の水平断面図を図2.4に示した。熱源に向かって流れが生じているのが判る。熱源の形状が正方形のため、ながれの形は対称になっている。

### (b) モデル a2

モデル a2 では、熱源は底面のダイクからの熱伝導を想定しており、その形はX方向に1ブロック、Y方向に1から5ブロックという線形をしている。

この条件での計算結果の垂直方向の温度分布が、図2.5である。Z方向には3ブロックまでが不透水であり、その領域までは温度が序じょに上昇し、それより上は、温度の上昇が不均一になっている。熱源から横方向に4ブロック、即ち4kmも離れるとその温度は350度Cであり、その影響は小さくなっている。

温度分布は異なるが、これらの特徴はモデルa1と同じである。

水平方向の温度分布が、図2.6に示してある。熱源の中心においてZ方向のブロック1では900度Cに、ブロック2では500度Cになっている。ブロック3では350度Cであり、周りとの差は100度C程しかない。底面の1000度Cと比べると、650度Cもの差がある。

熱源の影響は、不透水領域でも5kmも離れるとその影響はずいぶん小さくなることが判った。熱源の形状が線形のため、温度の形は楕円形になっている。

流れの分布を図2.7、図2.8に示したが、モデルa1と同じ特徴を示している。

### (c)モデルa3

モデルa3では、熱源は大規模な貫入を想定しており、その範囲はX方向に1から3ブロック、Y方向に1から3ブロック、そしてZ方向に1から3ブロックの直方体をしている。

この条件での計算結果の垂直方向の温度分布が、図2.9である。Z方向にはブロック3までが不透水であり、それより上は、透水領域である。ブロック3が1000度Cであるにも関わらず、ブロック4の温度はせいぜい300度Cにしかなっていない。対流の影響で温度の上昇が押さえられている。

水平方向の温度分布が、図2.10に示してある。熱源の中心においてZ方向のブロック3で1000度Cであるにも関わらず、ブロック4では200度Cになっている。1000度Cと比べると、800度Cもの差があり、対流の影響で温度が上昇しなくなっている。透水性の大きい領域では、流体の流れによる熱の移送のほうが、熱伝導による熱の移送より大きいことが判る。熱源の断面形状が正方形のため、温度分布の形は対称になっている。

流れの分布を図2.11、図2.12に示したが、流れが大きくなっていることを除いて、モデルa1と同じ特徴を示している。

(d)モデルa4

モデル a4 では、熱源はマグマの亀裂への貫入を想定しており、その範囲はX方向に1ブロック、Y方向に1から5ブロック、そしてZ方向に1から3ブロックの板状をしている。

この条件での計算結果の垂直方向の温度分布が、図2.13である。ブロック3が1000度Cであるにも関わらず、ブロック4の温度はせいぜい250度Cにしかなっていない。対流の影響で温度の上昇が押さえられている。

水平方向の温度分布が、図2.14に示してある。熱源の中心においてZ方向のブロック3で1000度Cであるにも関わらず、ブロック4では250度Cになっている。1000度Cと比べると、750度Cもの差があり、対流の影響で温度が上昇しなくなっている。温度分布の形は楕円になっている。

流れの分布を図2.15、図2.16に示したが、上昇域が集中していることを除いて、モデルa3と同じ特徴を示している。

### 2.3 熱源の継続時間の違いによる熱的影響の解析

マグマの熱の継続時間の違いにより、熱の伝わり形がどのように影響を受けるかを、調べるための解析計算を行った。前述のモデル a1 を基に、熱源の継続時間を変更し、解析モデル名は、b1, b2, b3 とした。それぞれの結果の温度分布、流れ分布の水平、垂直断面を図 2.17-25 に示した。

(a) モデル b1

熱源の温度の継続時間を1万年とした場合の、垂直方向の温度分布の時間変化が、図2.17に示してある(単位は度C)。1万年後においてブロック1では550度Cになっているが、1万2千年後には、500度Cになっている。2万年後には450度Cにまで下がっている。熱源が無くなると、急激に冷やされる。

図2.18には垂直方向の流れ分布の時間変化が示してある。熱源の上部で少し大きくなっているが、全体の流れは小さいままである。時間が短すぎて、熱源の影響が透水領域に届いていないようである。

図2.19に熱源の直上と少し離れた位置の温度の時間変化を示した。熱源の直上

の温度が400度Cから550度Cまで直線的に上昇していることから、熱源の温度が続けば、さらに温度は上がっていたことが判る。熱源がなくなると、450度Cに下降している。

離れた位置では、ほとんど温度の上昇は見られない。

#### (b) モデル b2

熱源の温度の継続時間を10万年とした場合の、垂直方向の温度分布の時間変化が、図2.20に示してある(単位は度C)。10万年後においてブロック1では750度Cになっているが、12万年後には、500度Cになっている。20万年後には350度Cにまで下がっている。

図2.21には垂直方向の流れ分布の時間変化が示してある。熱源が消えて、温度が冷えてからも、流れが大きくなり続けている。10万年という時間を掛けて、熱源の影響が透水領域に届いたようである。

図2.22に熱源の直上と少し離れた位置の温度の時間変化を示した。熱源の直上の温度が400度Cから750度Cまで飽和しながら上昇していることから、熱源の温度がさらに続いても、温度はあまり上がらないことが判る。熱源が無くなると400度Cに下降している。

離れた位置でも少し温度の上昇は見られたが、大きなものではない。

#### (c) モデル b3

熱源の温度の継続時間を100万年とした場合の、垂直方向の温度分布の時間変化が、図2.23に示してある(単位は度C)。100万年後においてブロック1では78<sup>0</sup>度Cになっているが、120万年後には、350度Cになっている。200万年後には350度C以下にまで下がっている。

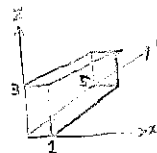
図2.24には垂直方向の流れ分布の時間変化が示してある。熱源が消え、120万年になると少し流れも小さくなる。一度できた流れが収まるまで100万年ほど掛かるようである。

図2.25に熱源の直上と少し離れた位置の温度の時間変化を示した。熱源の直上の温度は400度Cから上昇し、780度Cで飽和している。



## 2.4 岩盤浸透率の違いによる熱的影響の解析

岩盤浸透率の差により、熱の伝わり形がどのように影響を受けるかを、調べるための解析計算を行った。前述のモデル a4 を基に、浅部の岩盤の浸透率を変更し、解析モデル名は、c1, c2, c3 とした。それぞれの結果の温度分布、流れ分布の水平、垂直断面を図 2.26-37 に示した。



### (a) モデル c1

岩盤の浸透率を  $10^{-4}$  darcy とした場合の、垂直方向の温度分布が、図2.26に示してある（単位は度C）。ブロック4以上では対流の影響で、温度変化が不均一になっている。この結果は、モデルa4 の場合とあまり変わらない。

水平方向の温度分布が、図2.27 に示してあるが、モデルa4 の場合とあまり変わらない。

図2.28には垂直方向の流れ分布が示してある。モデルa4に比べ、約  $1/5$  の大きさの流れであり、水、蒸気の2相状態が出来ているのが読みとれる。浸透率が小さくなった分、対流で冷やされていたのが少なくなり、上昇域が高温になったためと考えられる。

図2.29には水平方向の流れ分布が示してある。2相状態ができたので流れが複雑になっている。

### (b) モデル c2

岩盤の浸透率を  $10^{-5}$  darcy とした場合の、垂直方向の温度分布が、図2.30に示してある。対流の影響が少なくなり、温度変化が均一に<sup>な</sup>変化している。この結果は、モデルc1 の場合と大きく変わっている。

水平方向の温度分布が、図2.31 に示してあるが、温度が低めになっており、モデルc1 の分布に比べかなり変化している。

図2.32には垂直方向の流れ分布が示してある。モデルc1に比べ、約  $1/5$  の大きさの流れであり、さらに大きな2相状態が出来ているのが読みとれる

図2.33には水平方向の流れ分布が示してある。2相状態ができたので流れが複雑になっている。

### (c) モデル c3

岩盤の浸透率を  $10^{-6}$  darcy とした場合の、垂直方向の温度分布が、図 2.34 に示してある。さらに対流の影響が少なくなり、温度変化が均一に変化している。この結果は、モデル c1 の場合と大きく変わっている。

この条件では浸透に伴う熱の移動が、熱伝導による熱の移動より小さくなっており、熱伝導が支配的になっているようである。縦方向のブロックの 3 と 4 の間で傾きに変化が見られるのは、熱伝導の値が異なっているためである。

水平方向の温度分布が、図 2.35 に示してあるが、温度がさらに低めになっており、モデル c1 の分布に比べかなり変化している。

図 2.36 には垂直方向の流れ分布が示してある。モデル c2 に比べ、約  $1/5$  の大きさの流れであり、さらに大きな 2 相状態がないのが読みとれる。

2 相状態が発生しなかった理由は、透水性が小さ過ぎたため、圧力の低い領域の温度が上昇しなかったためと考える。

図 2.37 には水平方向の流れ分布が示してある。2 相状態がないので流れが単純になっている。

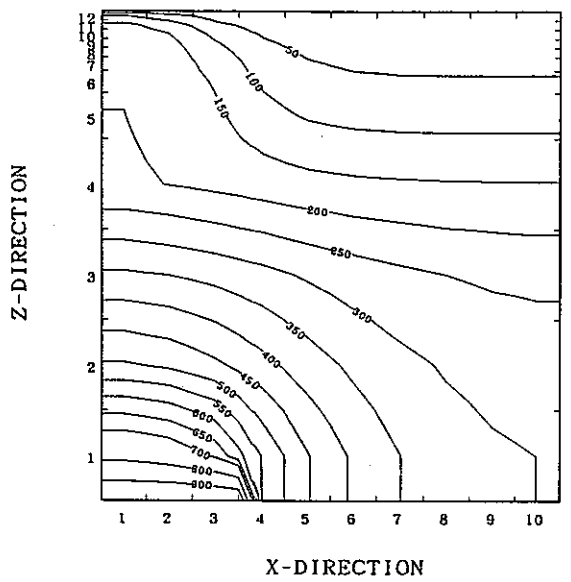
## 2.5 まとめ

仮想モデルを使って「熱源の深度、形状」、「熱源の継続時間」、「浸透率」を変化させた場合の、3次元非定常熱水解析のシミュレーションを行った。

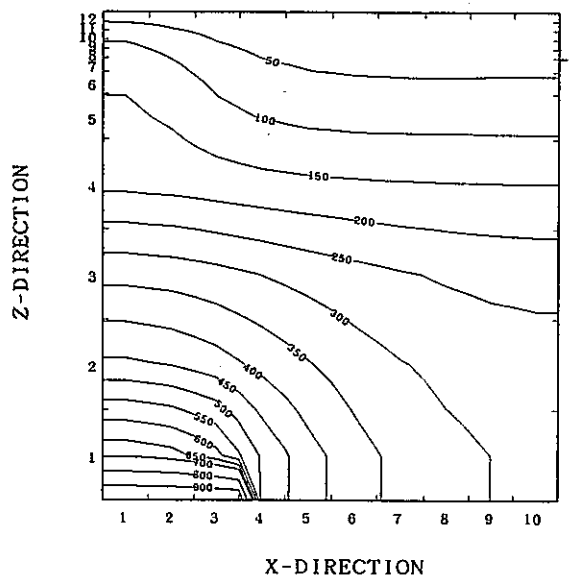
「熱源の深度、形状」を変えた場合では、熱の伝わる範囲は、あまり広くなく、熱水の流動があるとその動きに支配されることが分かった。

「熱源の継続時間」を変えた場合では、熱の伝導は遅く、10万年程度経過して、ほぼその熱源条件下で定常になり、それより短い時間の場合には、熱の上昇途中であることが分かった。

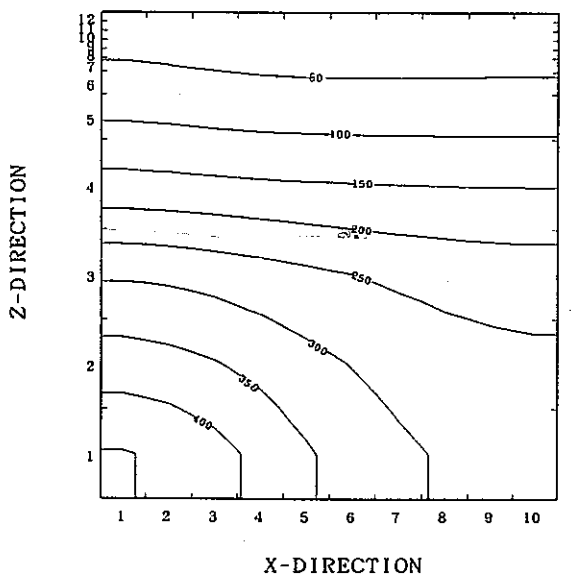
「浸透率」を変えた場合では、浸透率が  $10^{-6}$  darcy 以下になると、熱伝導が支配的になり、それ以上の場合には、熱水の移動に伴うによる熱の移動が、支配的になることが確かめられた。



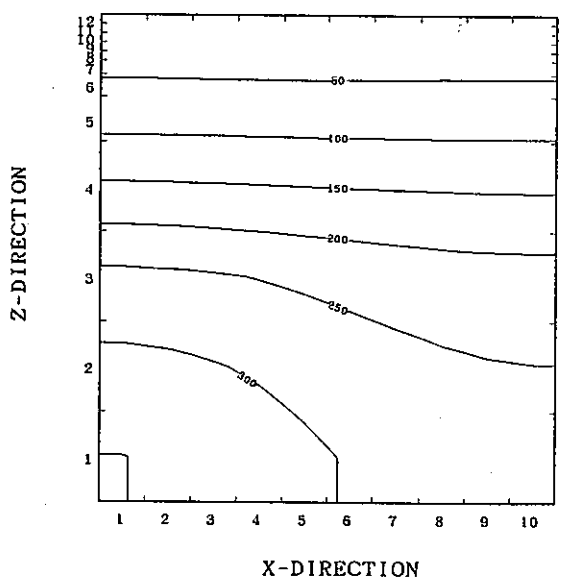
1.00E+06 YEAR 100万年后  
Y-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 3)

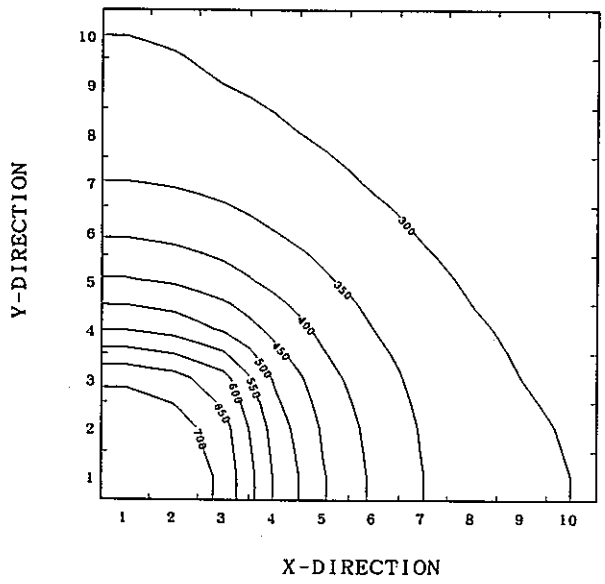


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 5)

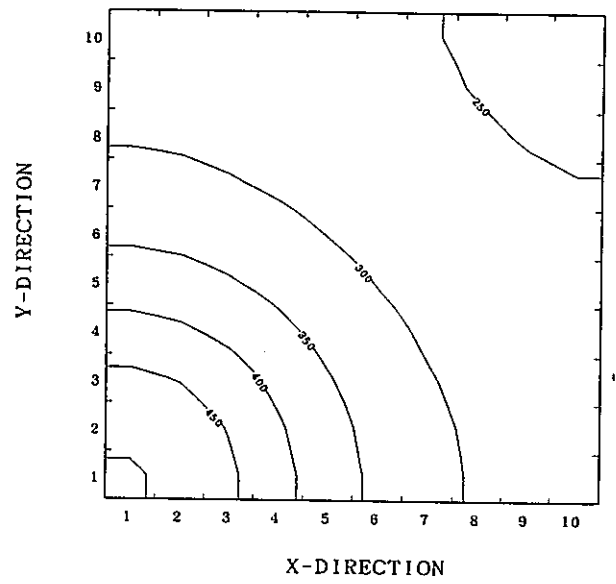


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 7)

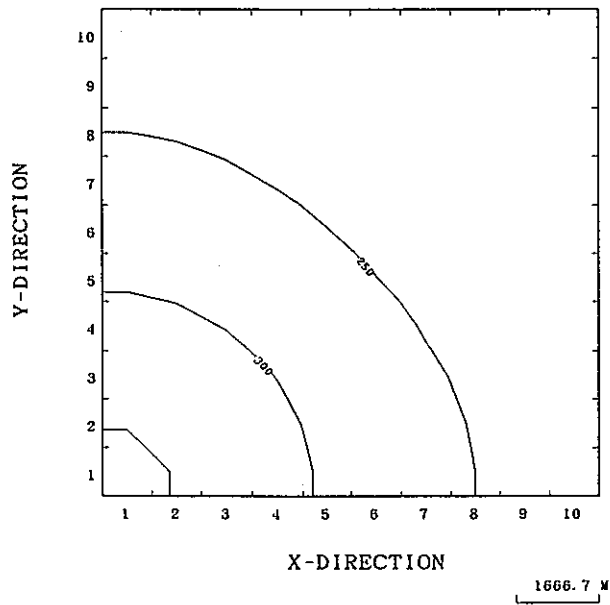
図 2.1 解析モデル a1 の温度の垂直断面図



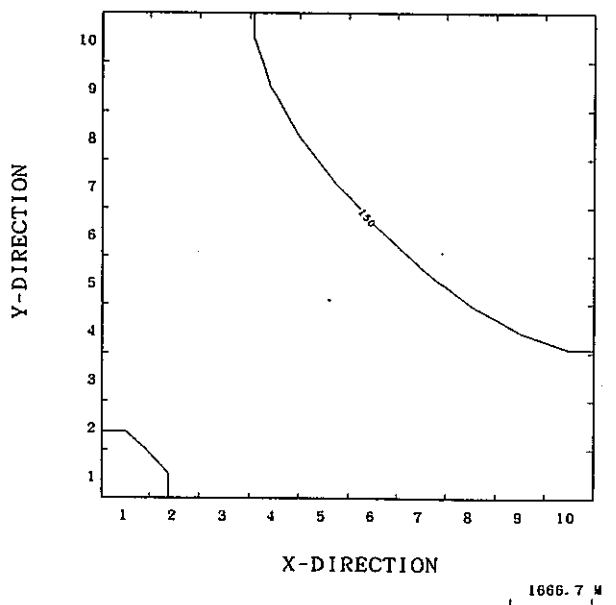
1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 2)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 3)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 4)

図 2.2 解析モデル a1 の温度の水平断面図

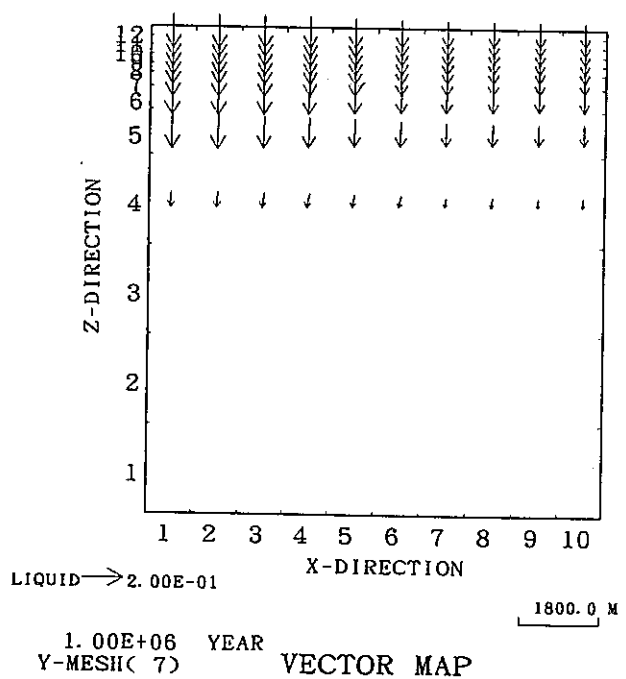
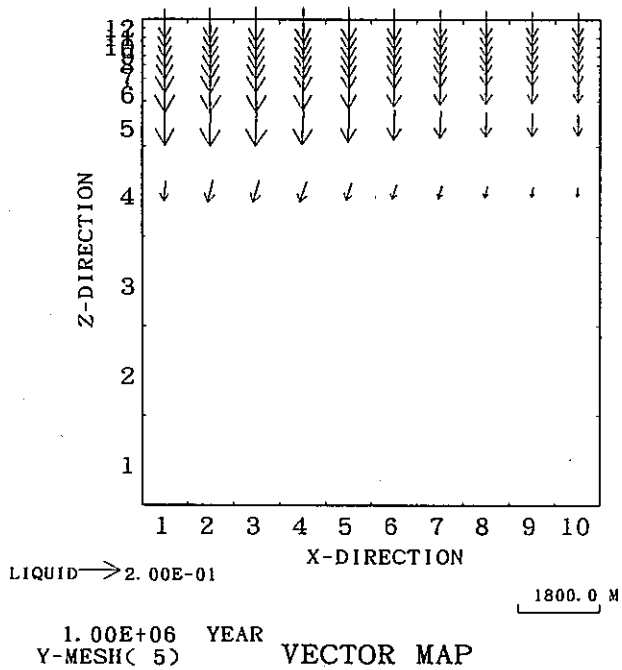
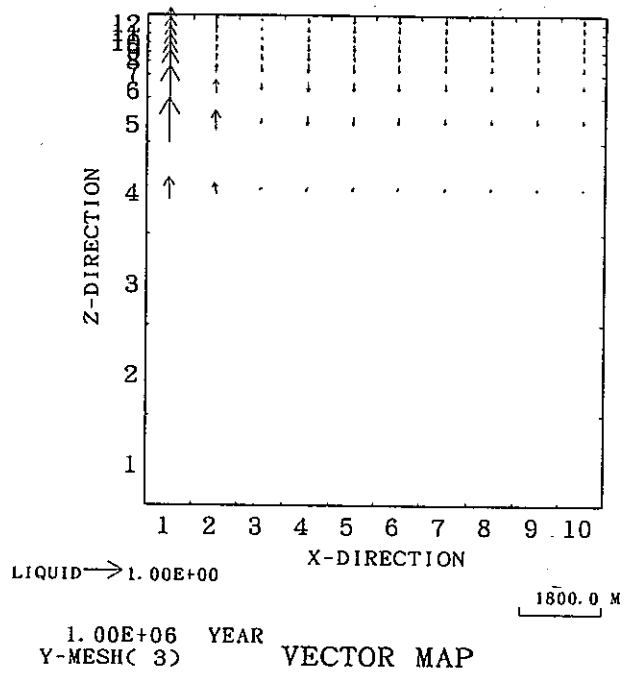
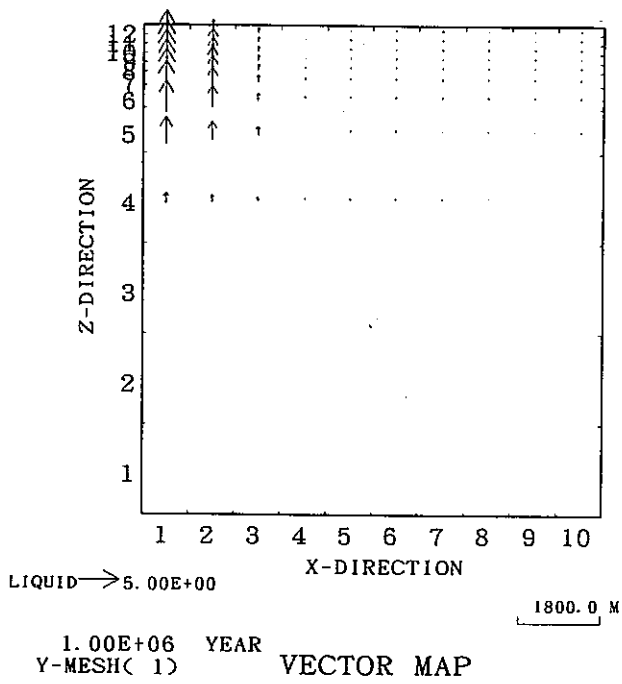


図 2.3 解析モデル a1 の流れの垂直断面図

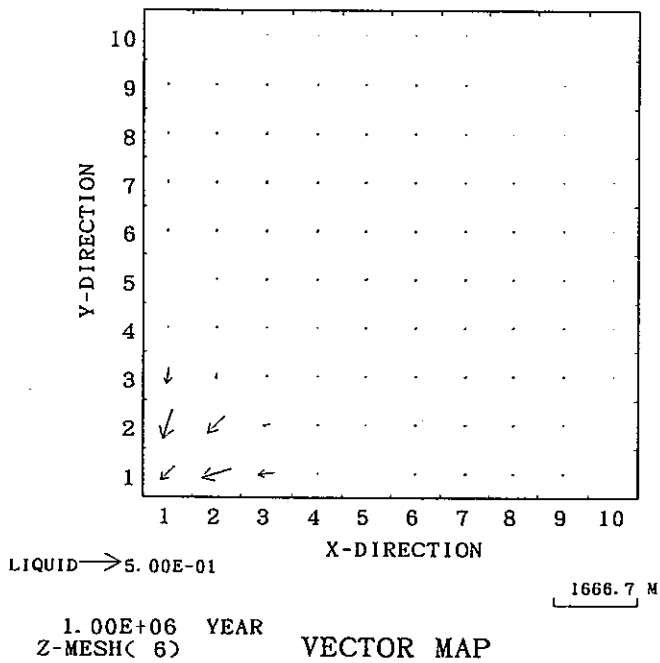
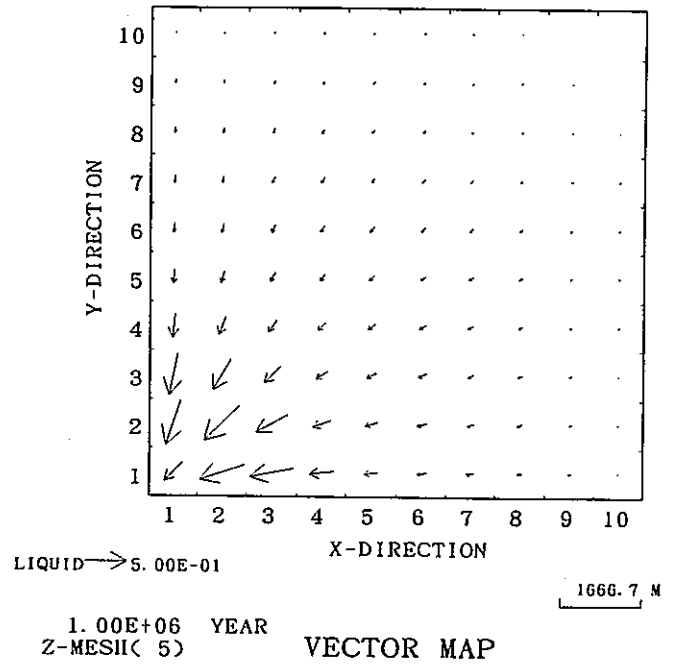
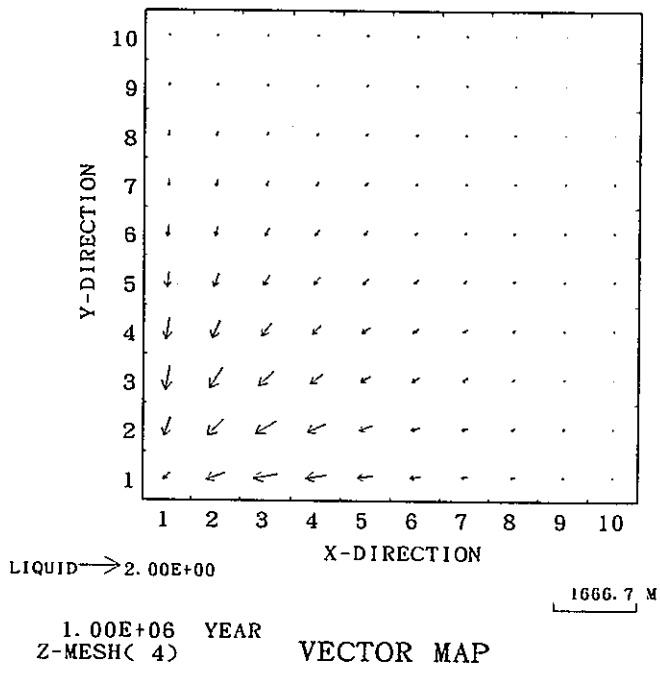
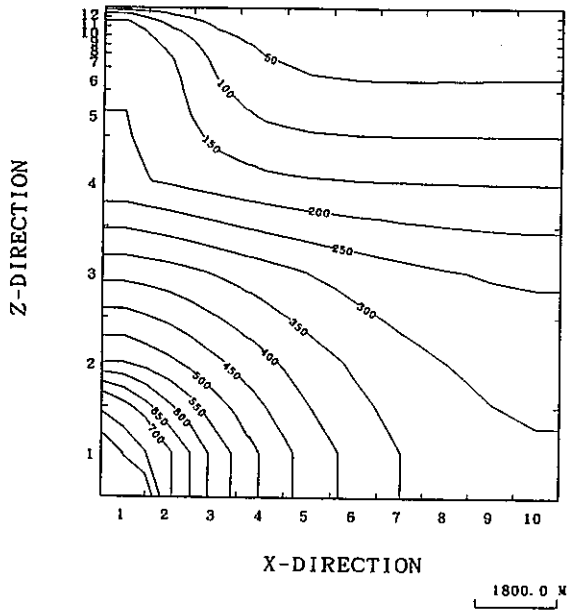
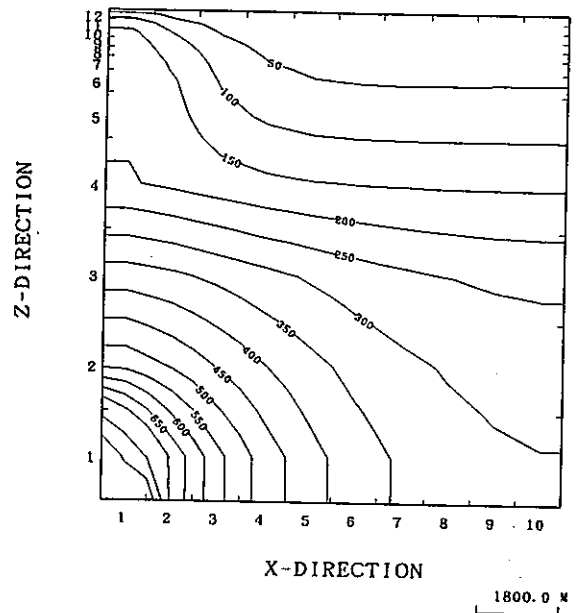


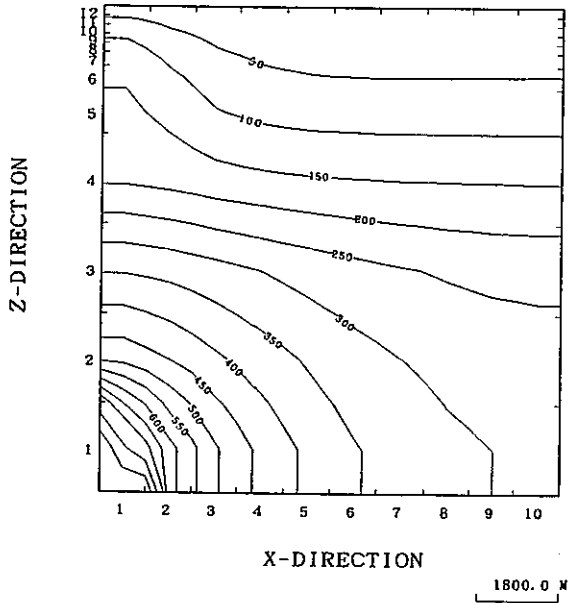
図 2.4 解析モデル a1 の流れの水平断面図



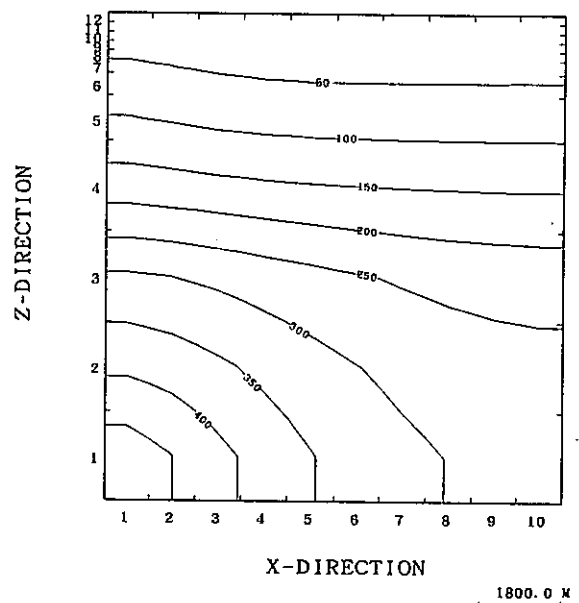
1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 3)

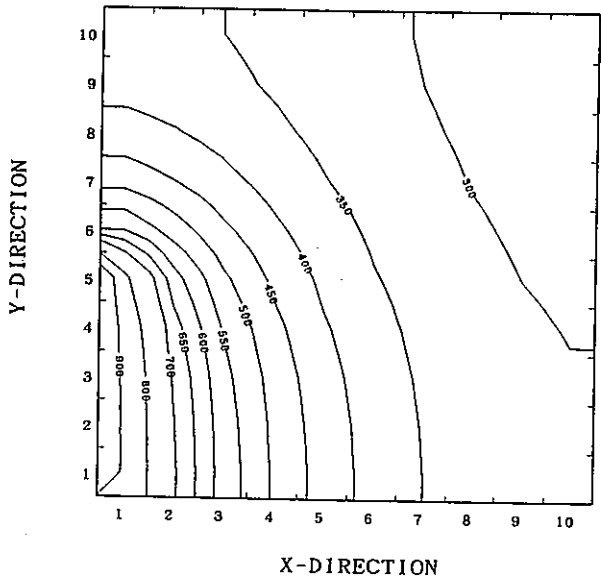


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 5)

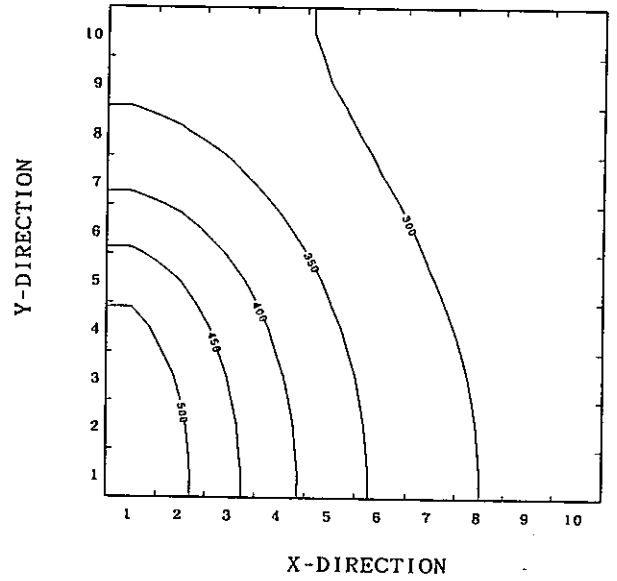


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 7)

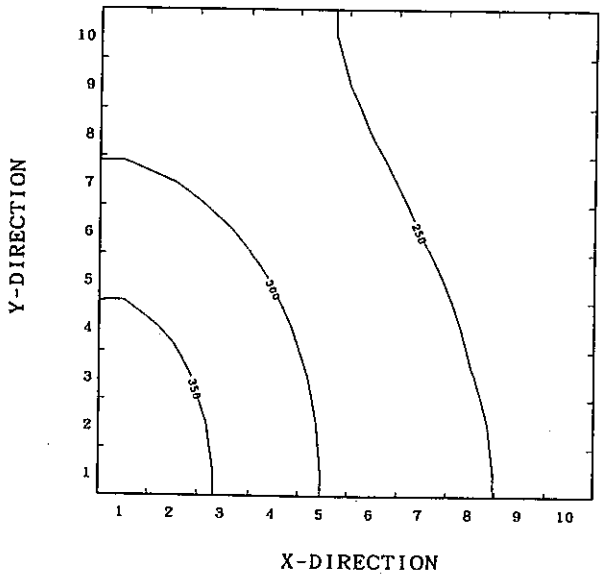
図 2.5 解析モデル a2 の温度の垂直断面図



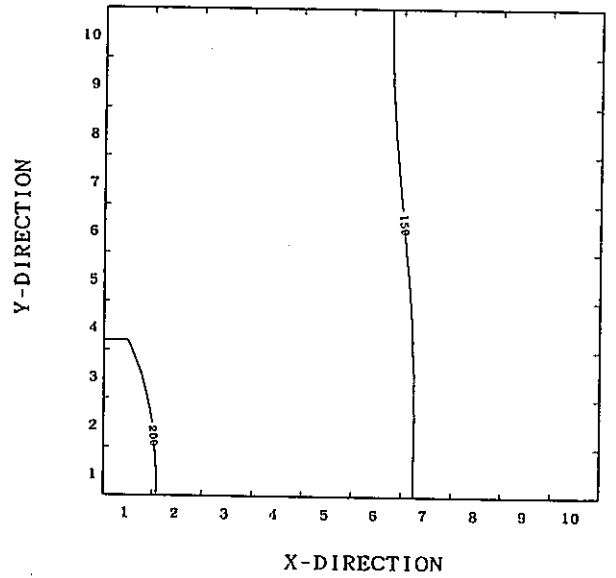
1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 2)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 3)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 4)

図 2.6 解析モデル a2 の温度の水平断面図



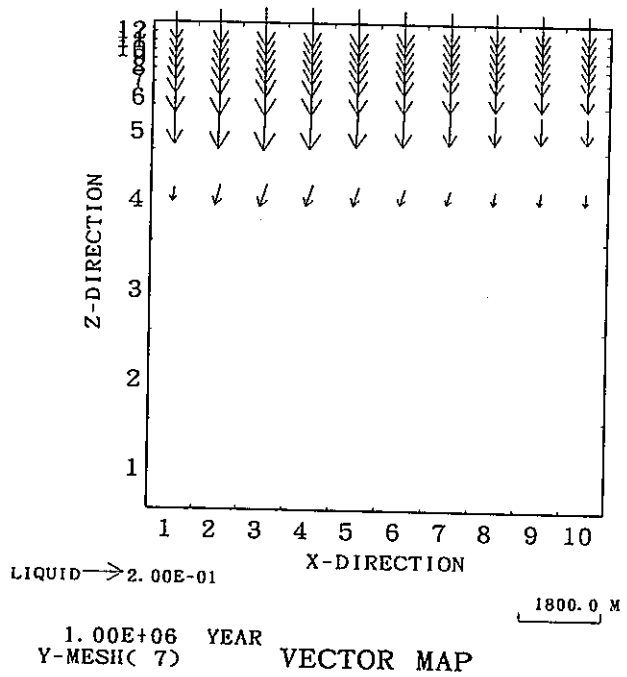
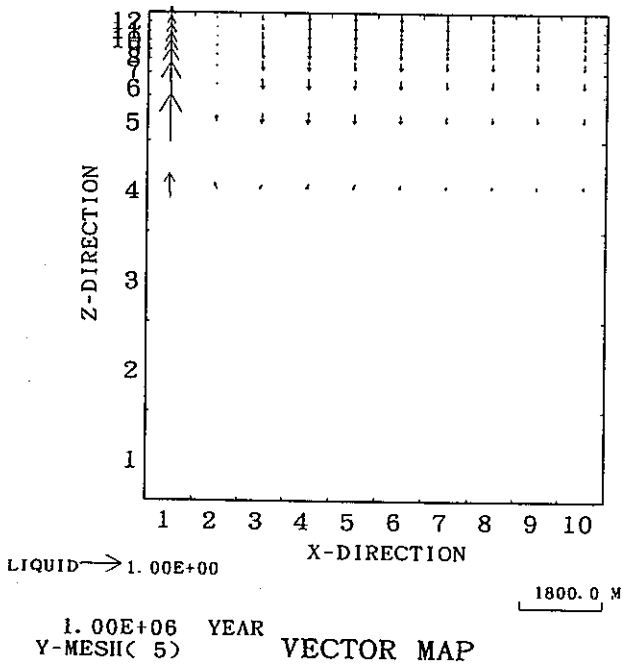
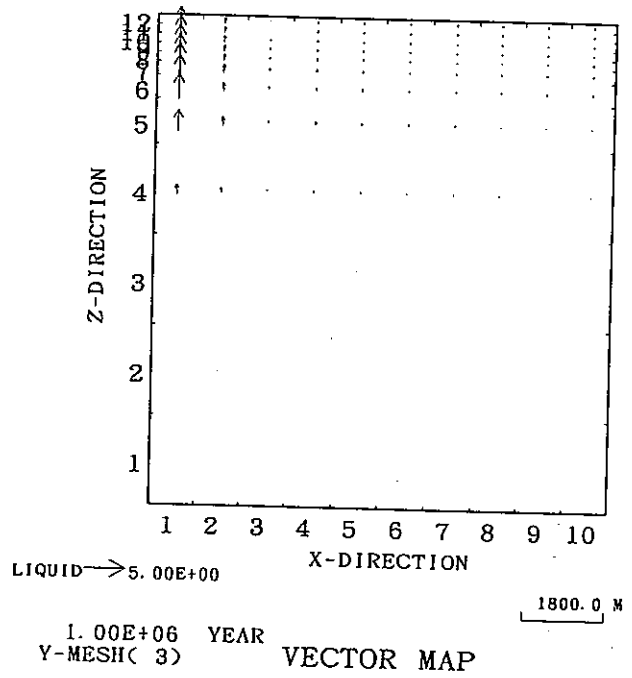
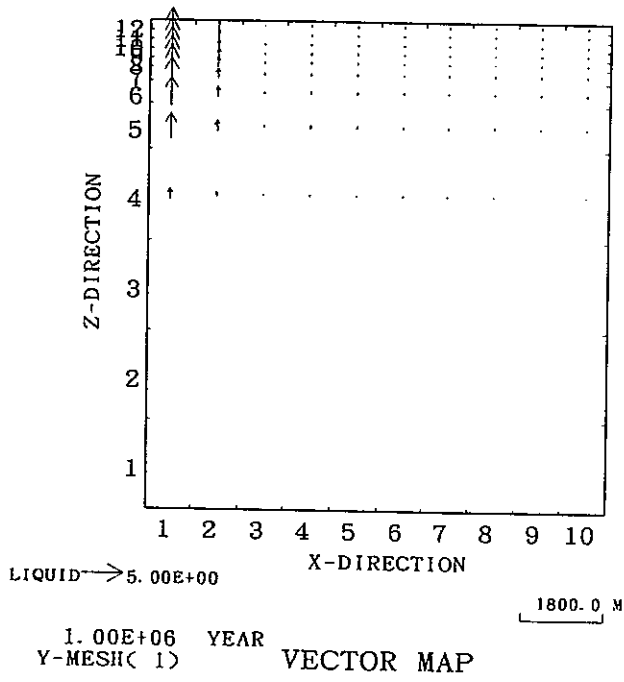


図 2.7 解析モデル a2 の流れの垂直断面図

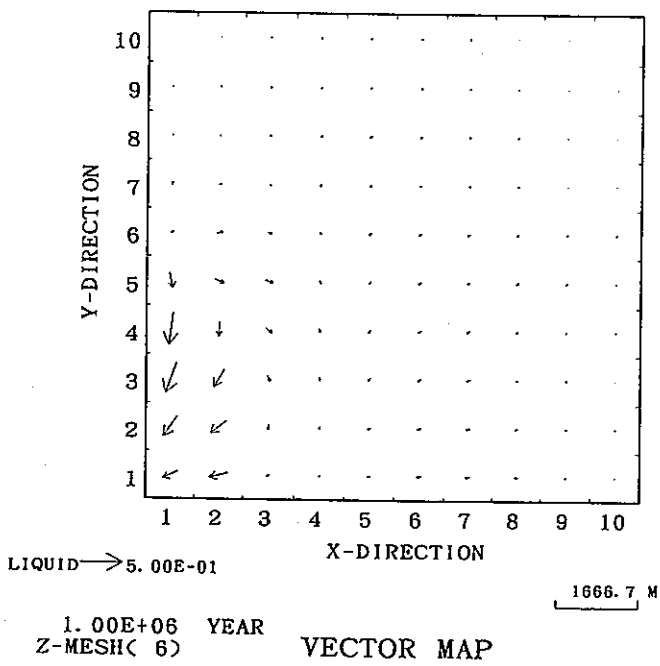
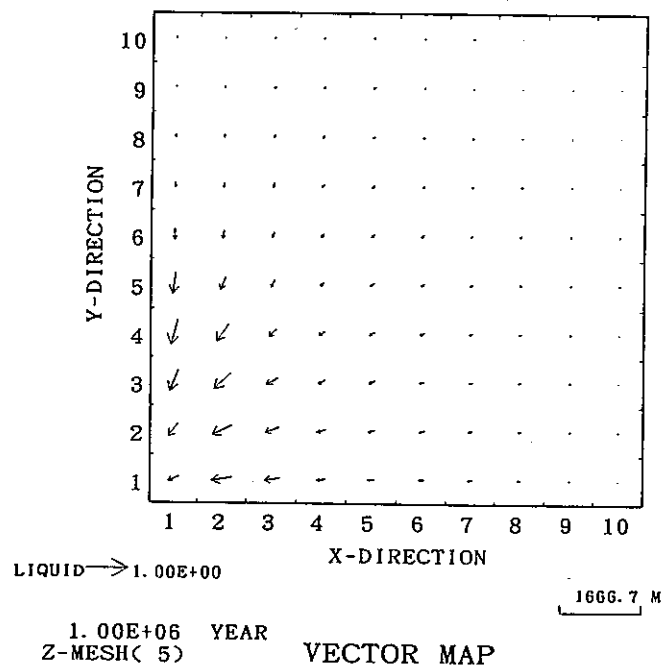
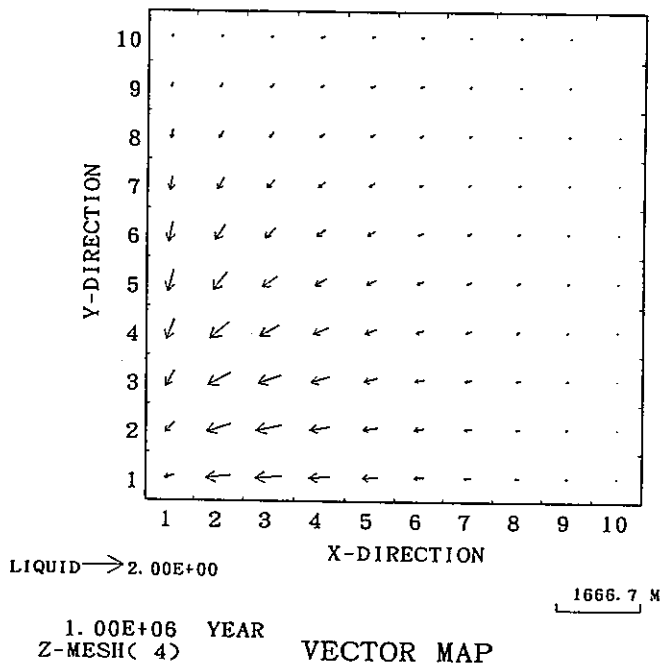
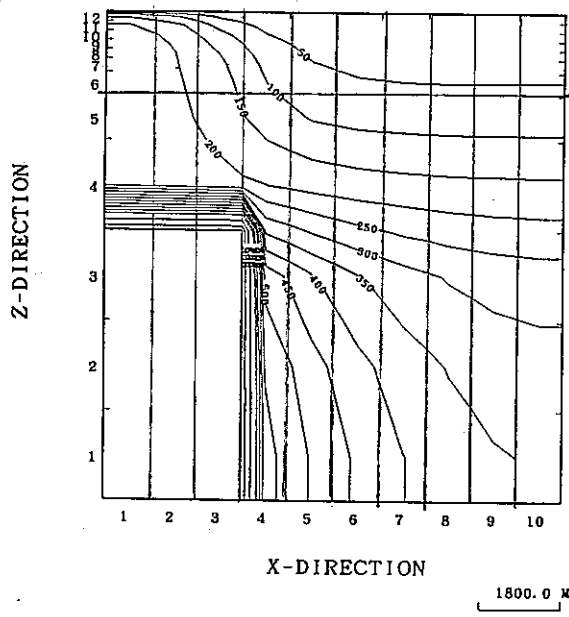
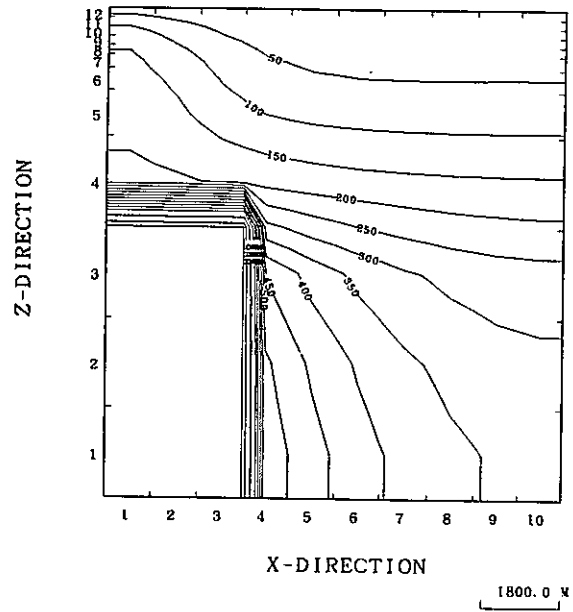


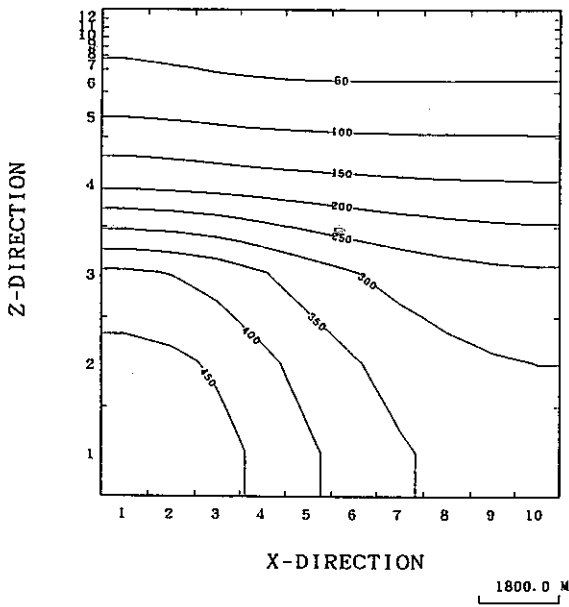
図 2.8 解析モデル a2 の流れの水平断面図



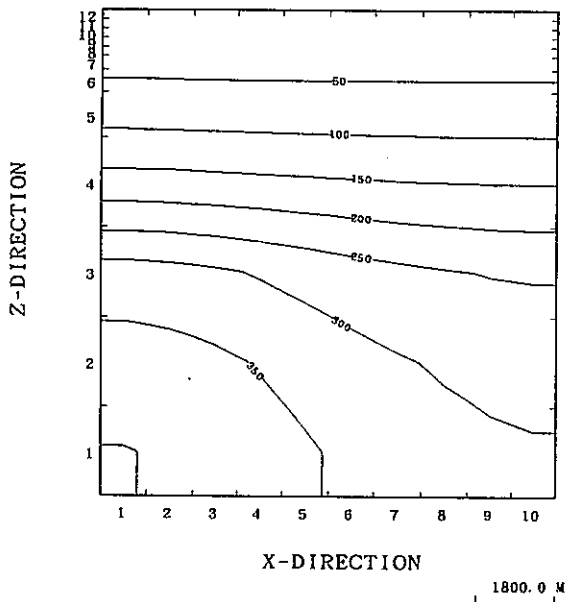
1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 3)

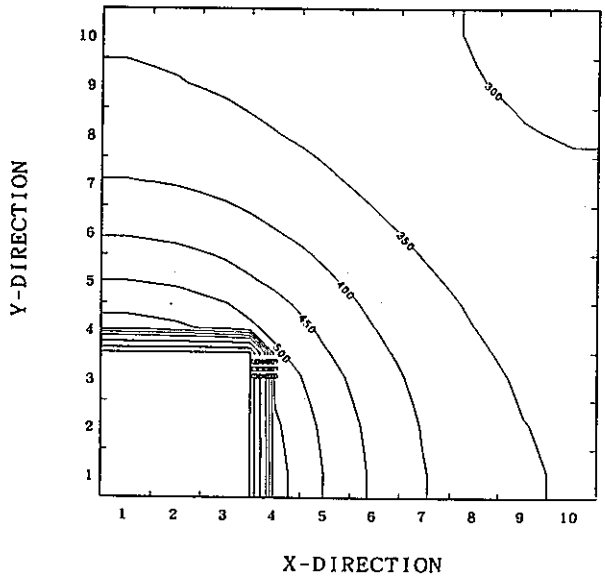


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 5)

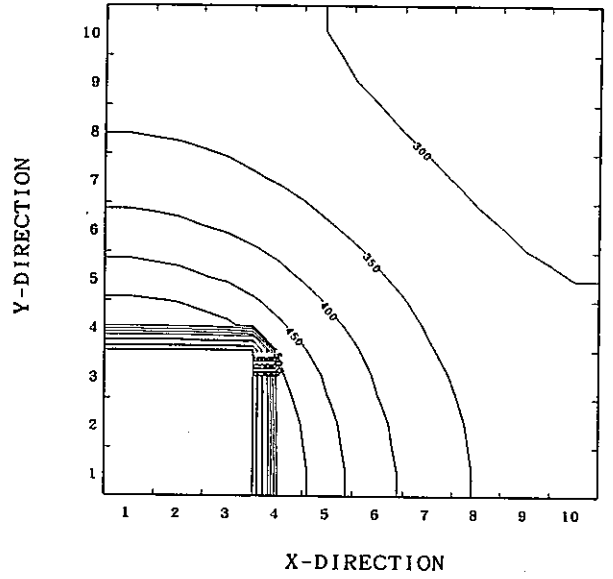


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 7)

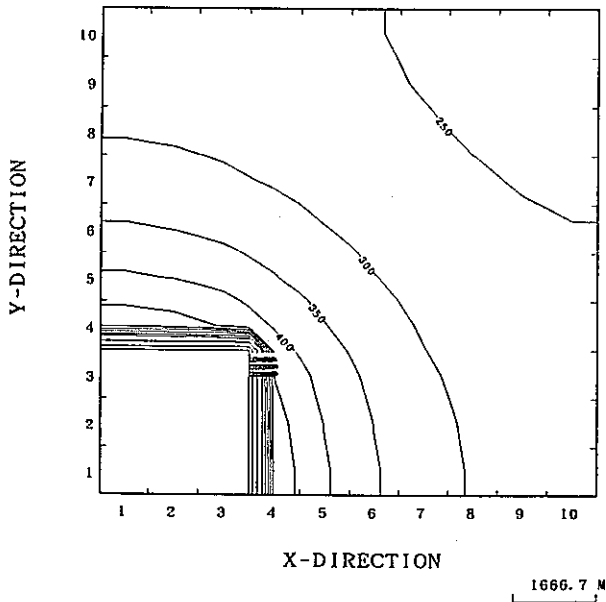
図 2.9 解析モデル a3 の温度の垂直断面図



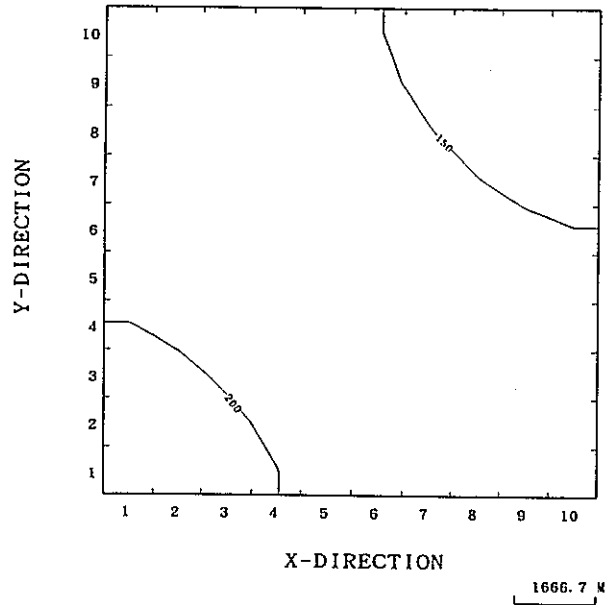
1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 2)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 3)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 4)

図 2.10 解析モデル a3 の温度の水平断面図

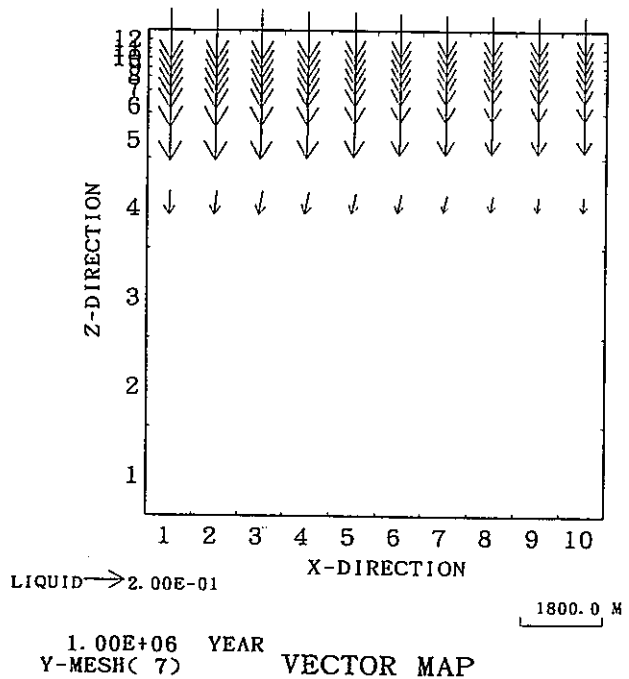
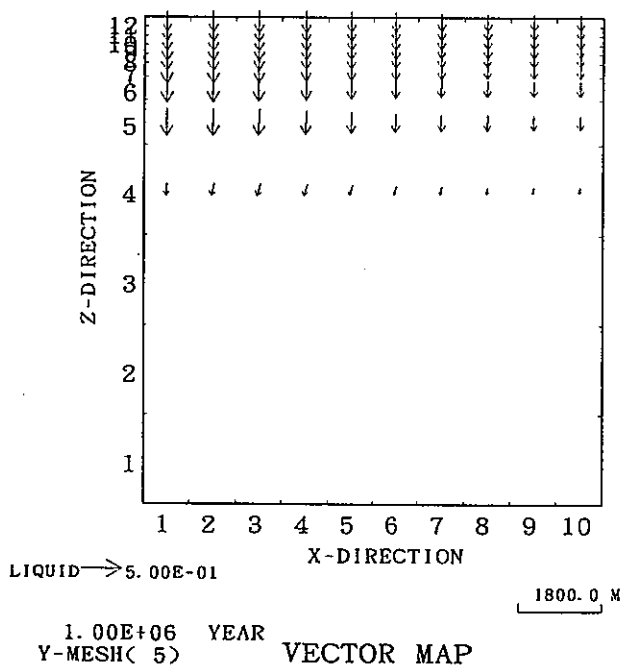
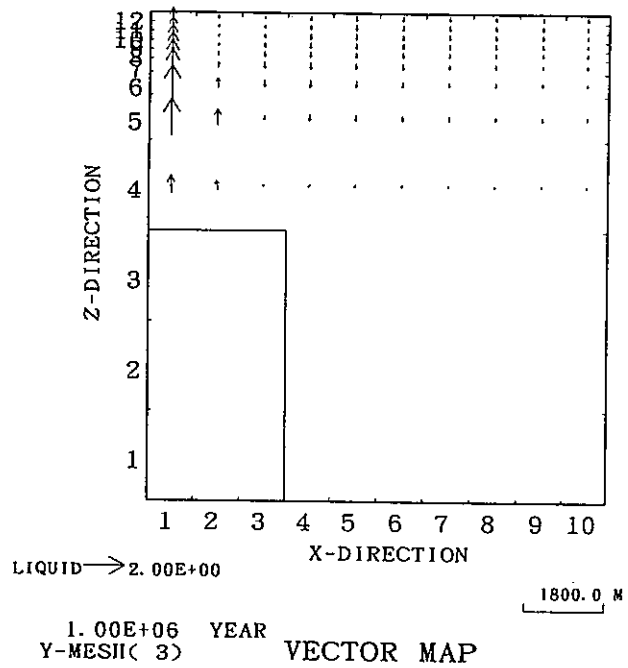
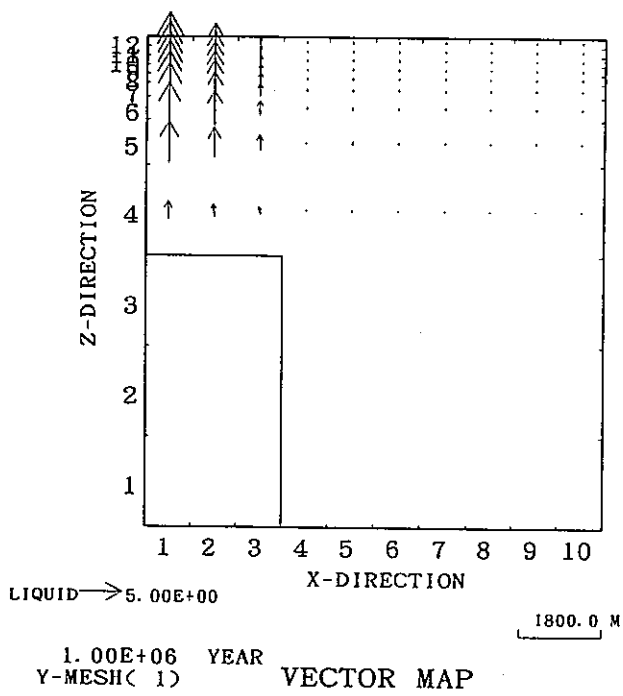


図 2.11 解析モデル a3 の流れの垂直断面図

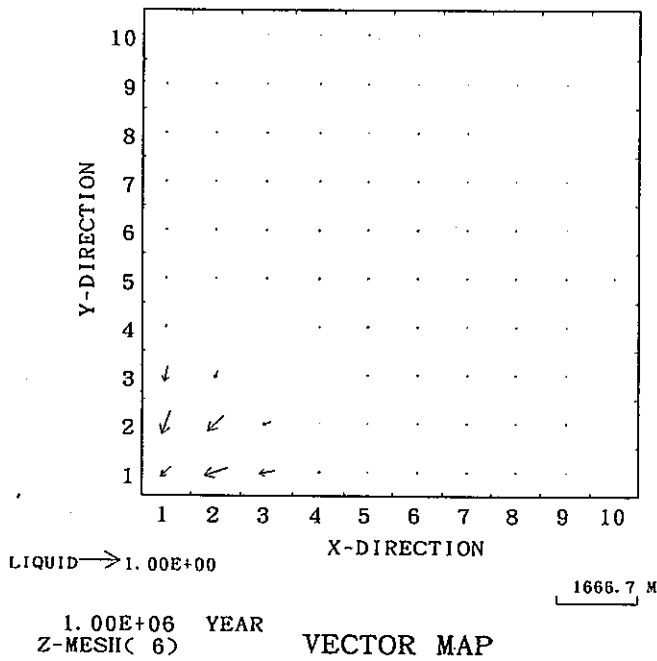
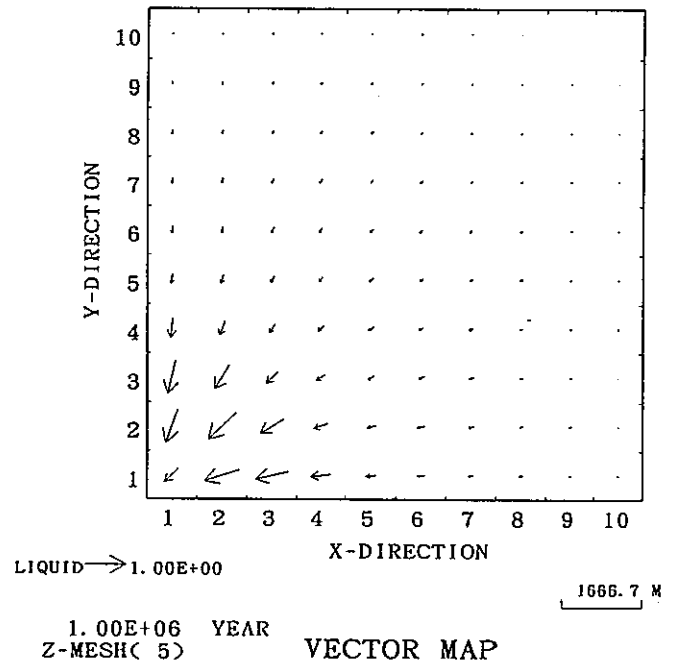
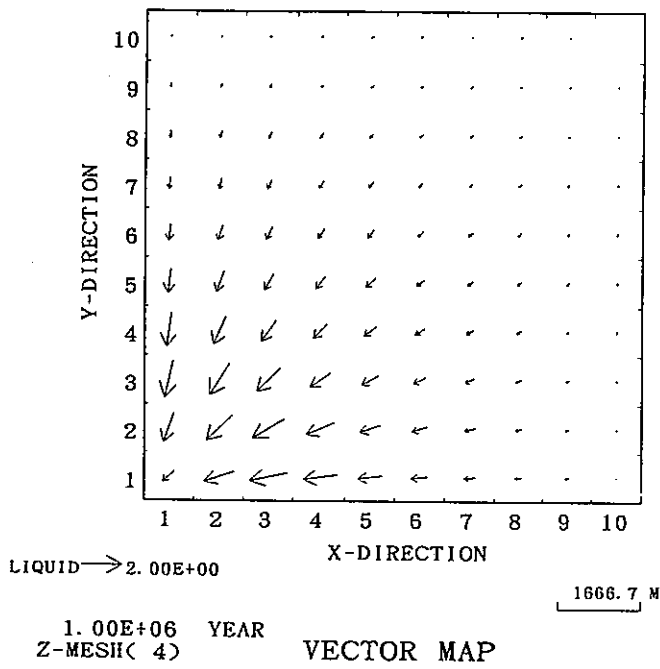
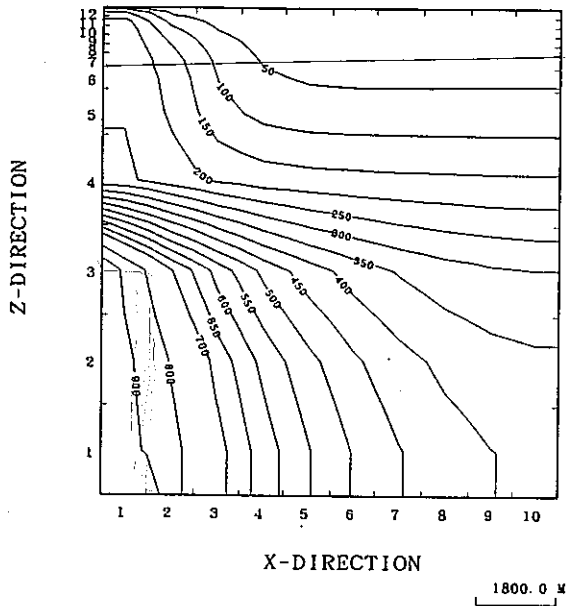
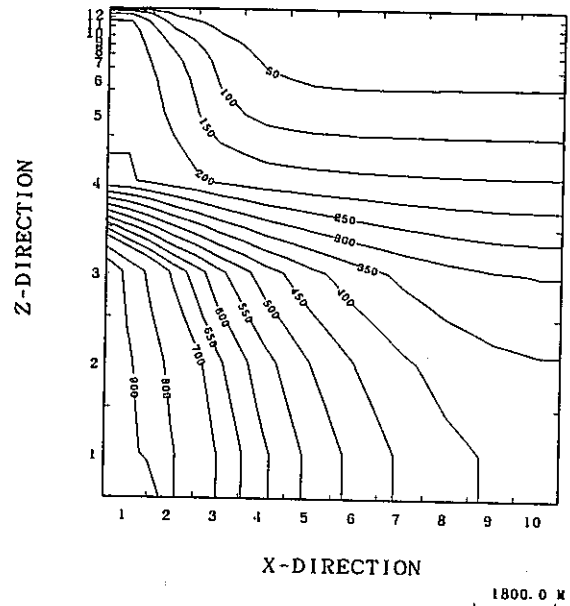


図 2.12 解析モデル a3 の流れの水平断面図

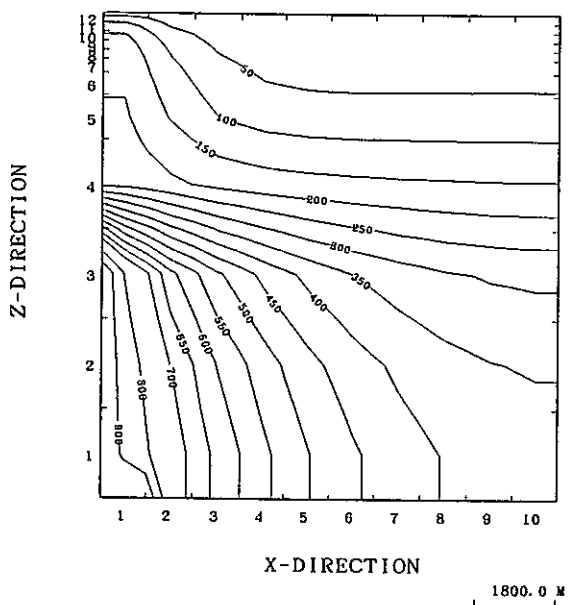
Handwritten notes: A sketch of a cross-section with a grid and the text "900m" and "150km".



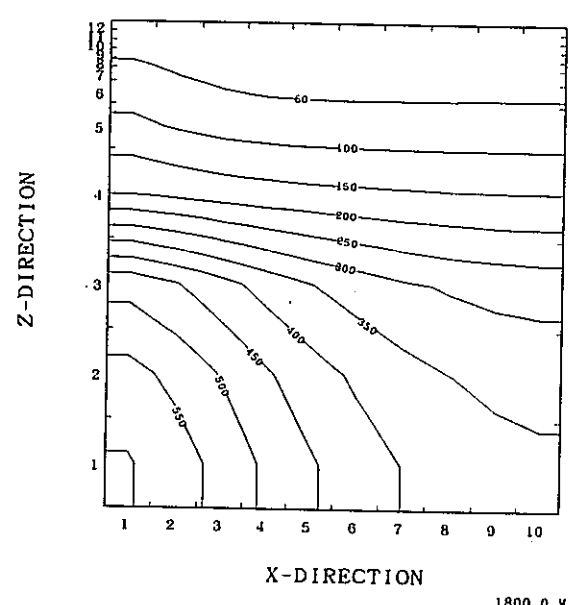
1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 3)

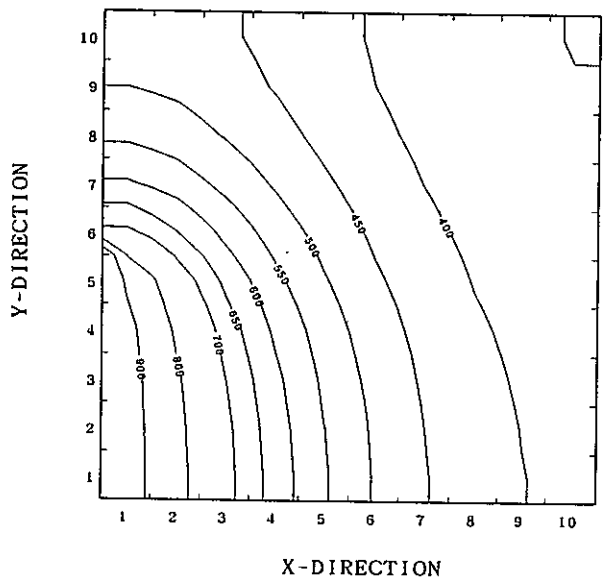


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 5)

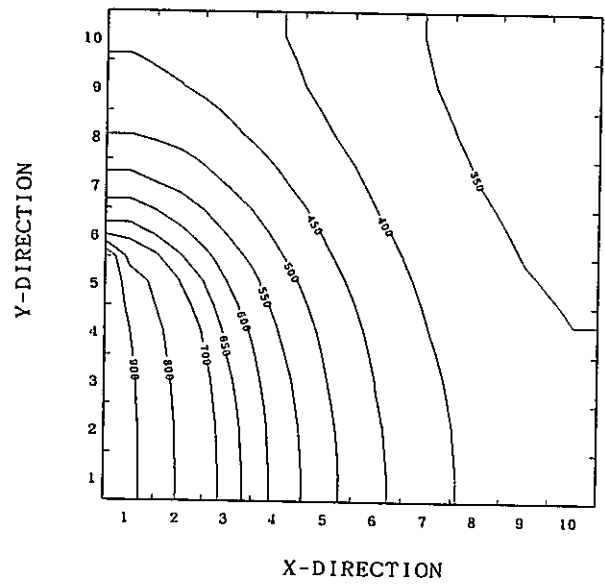


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 7)

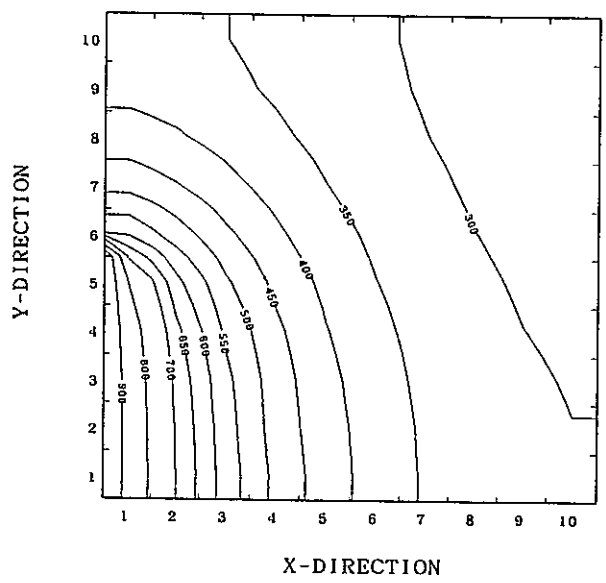
図 2.13 解析モデル a4 の温度の垂直断面図



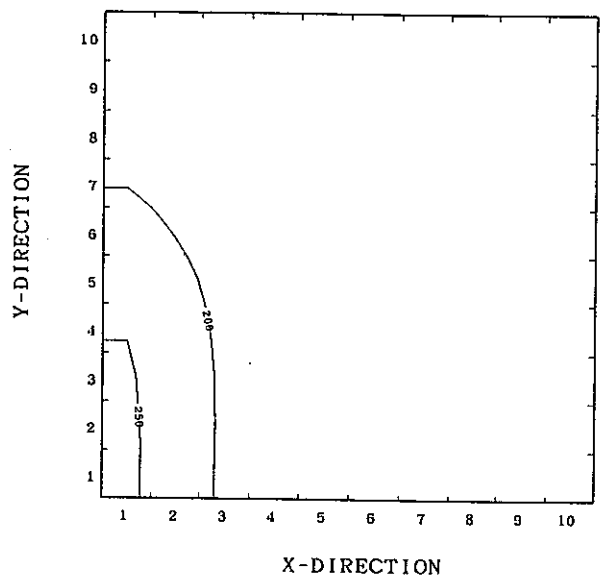
1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 2)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 3)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 4)

図 2.14 解析モデル a4 の温度の水平断面図



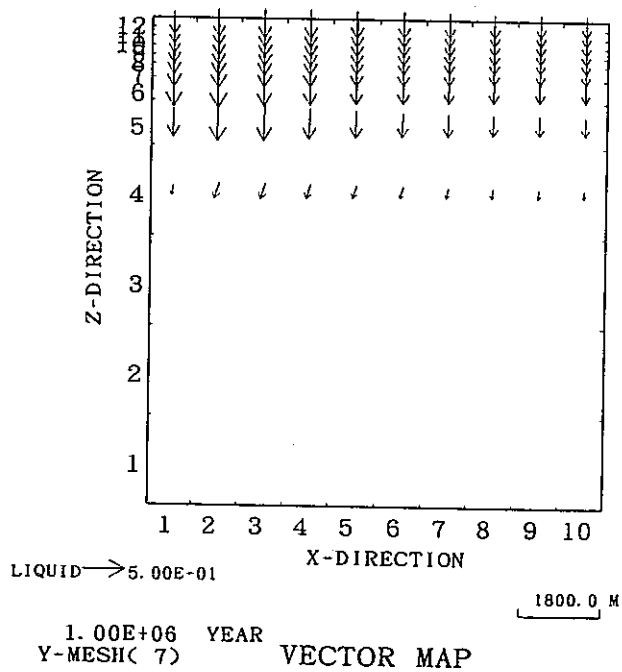
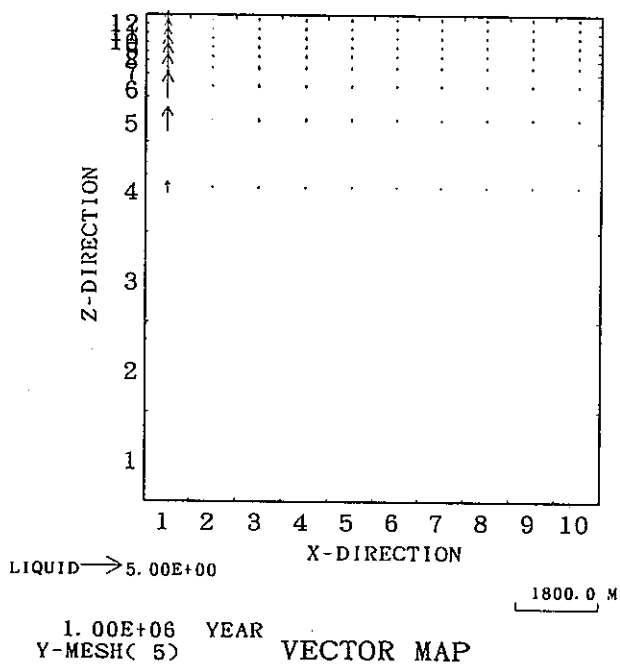
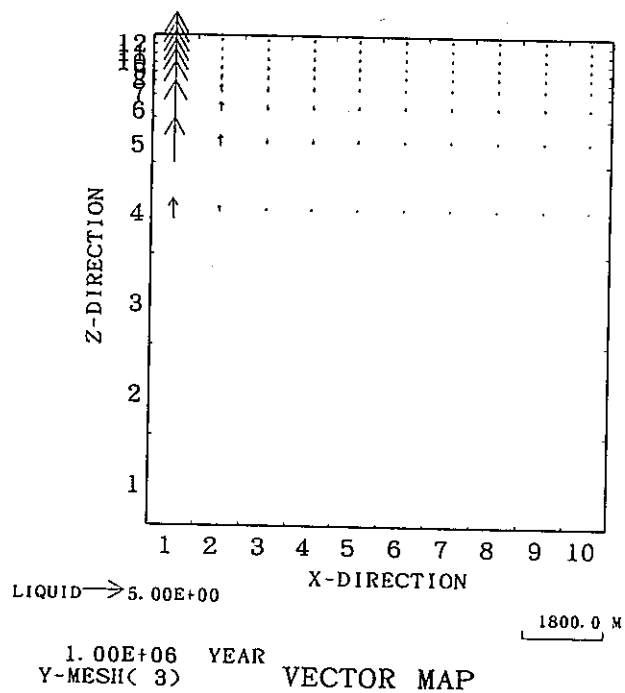
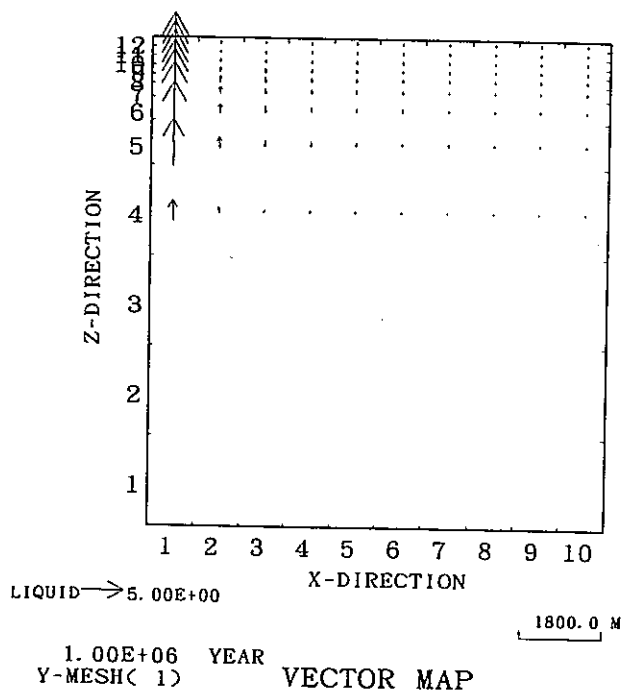


図 2.15 解析モデル a4 の流れの垂直断面図

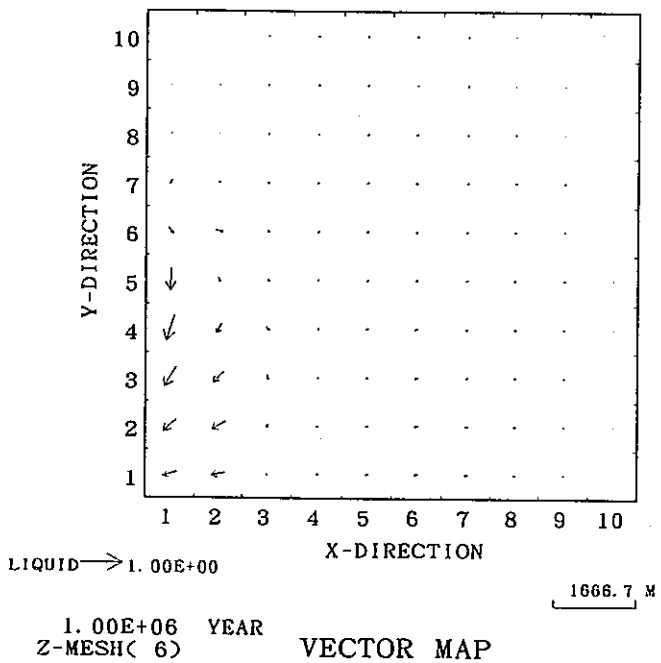
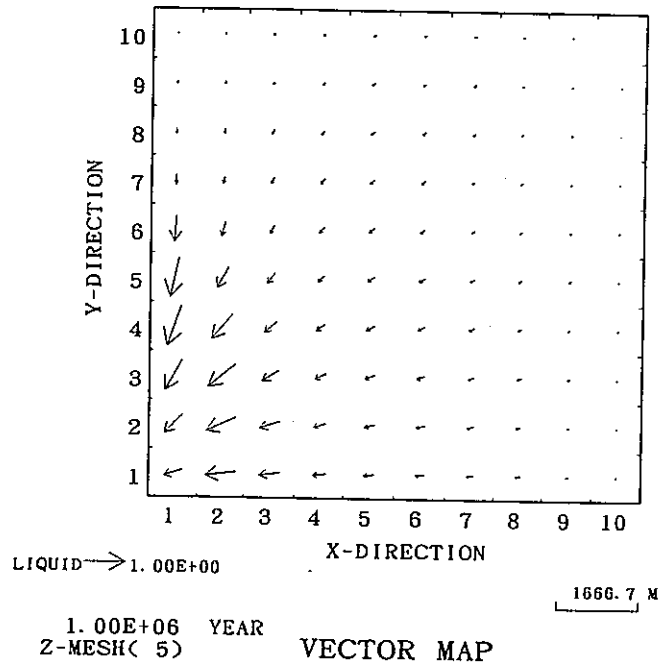
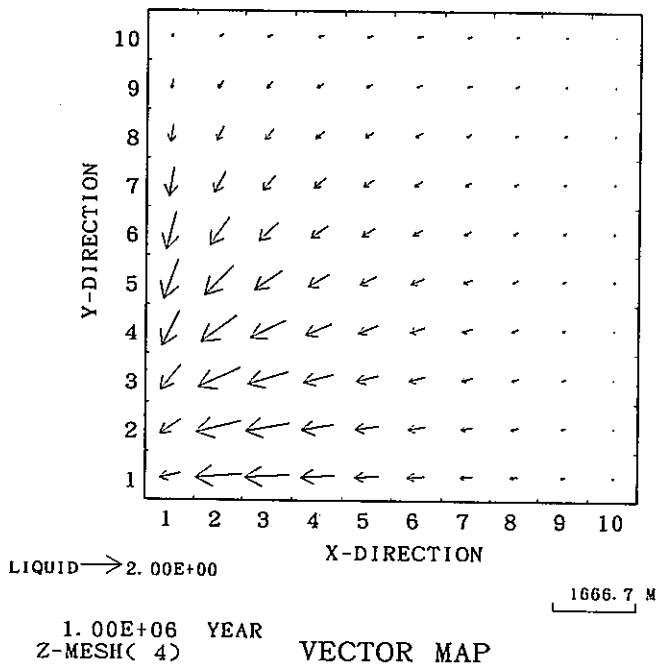
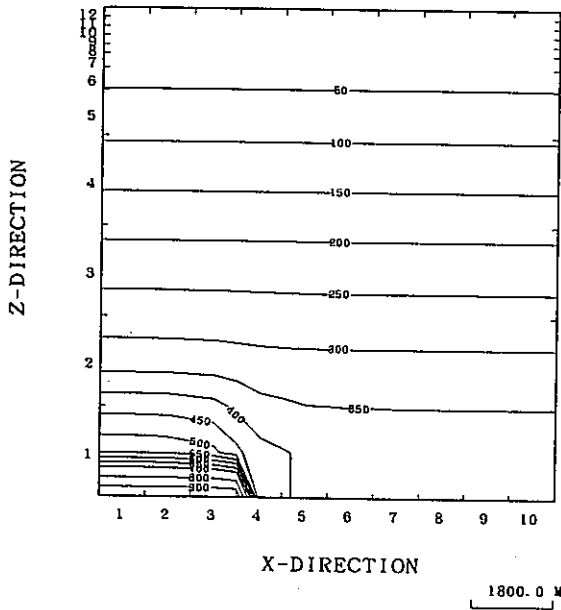
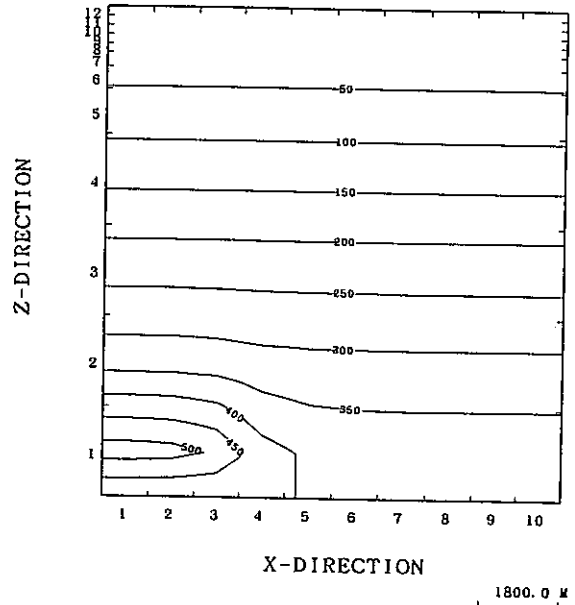


図 2.16 解析モデル a4 の流れの水平断面図

2

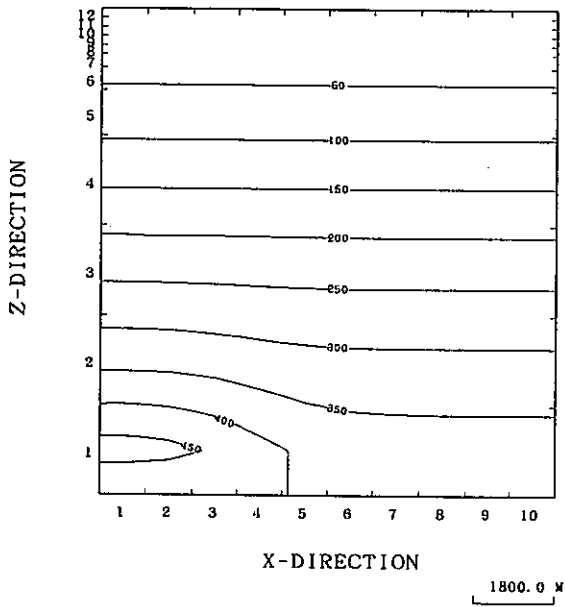


1.00E+04 YEAR  
Y-MESH( 1)



1.20E+04 YEAR  
Y-MESH( 1)

1.2万時間



2.00E+04 YEAR  
Y-MESH( 1)

2

図 2.17 解析モデル b1 の温度の垂直断面図の時間変化

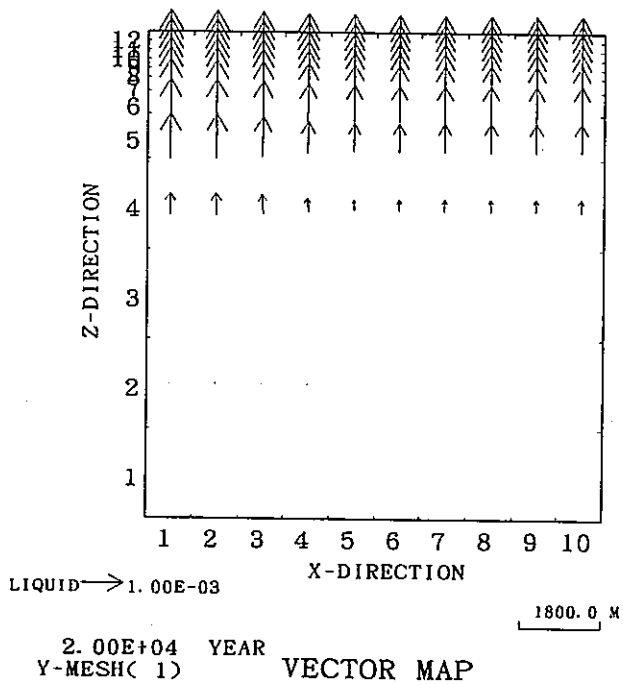
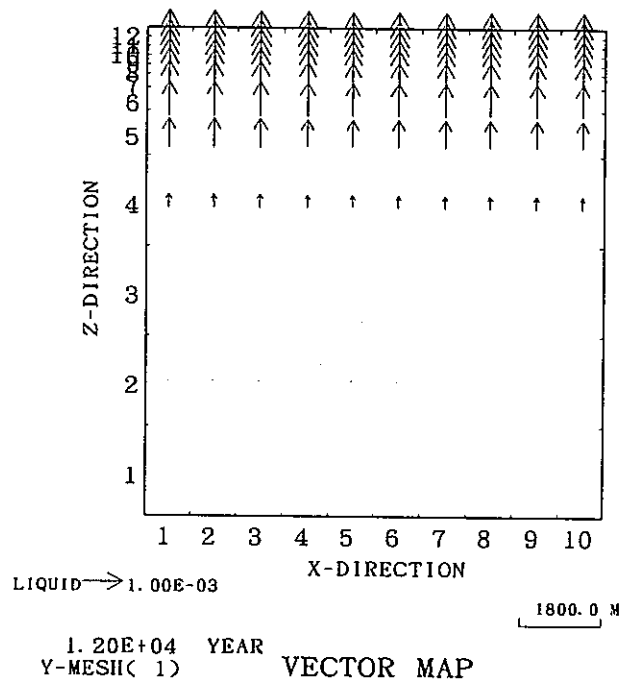
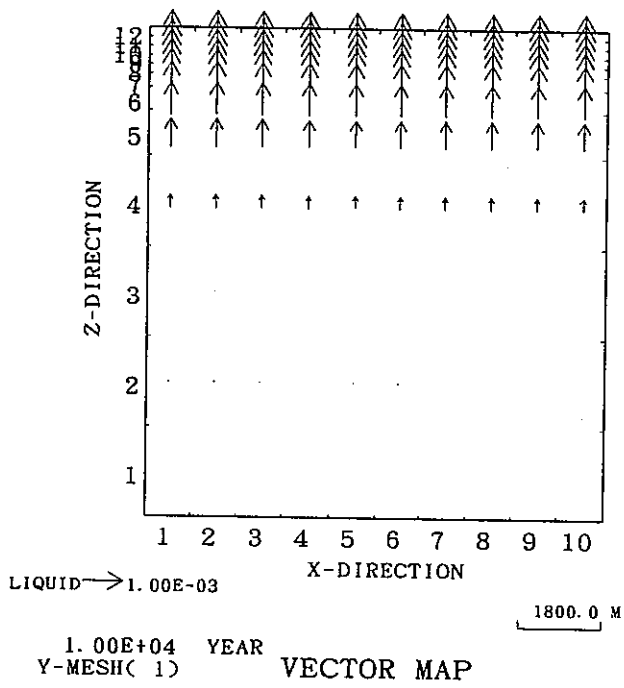
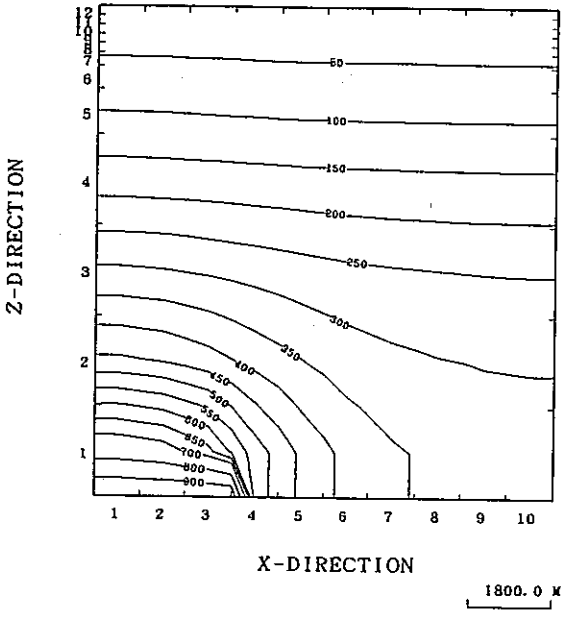
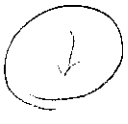
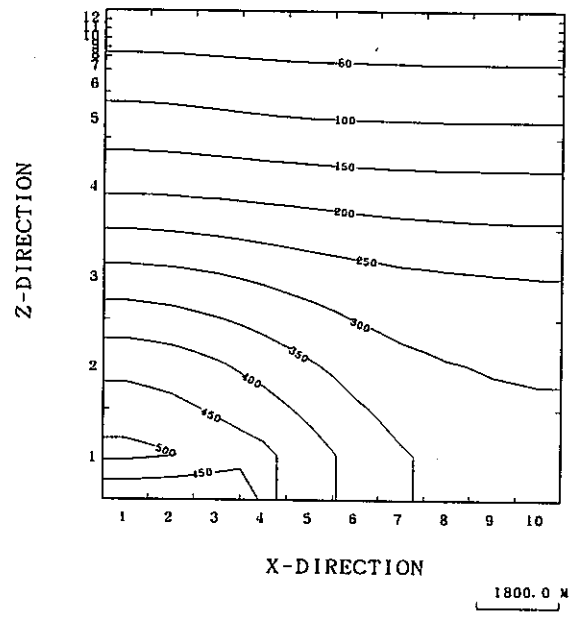


図 2.18 解析モデル b1 の流れの水平断面図の時間変化



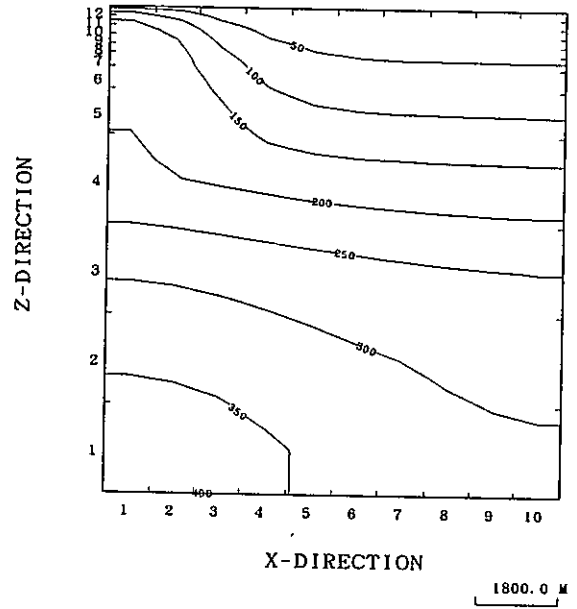


1. 00E+05 YEAR  
Y-MESH( 1)



1. 20E+05 YEAR  
Y-MESH( 1)

12万年後



2. 00E+05 YEAR  
Y-MESH( 1)

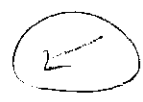


図 2.20 解析モデル b2 の温度の垂直断面図の時間変化

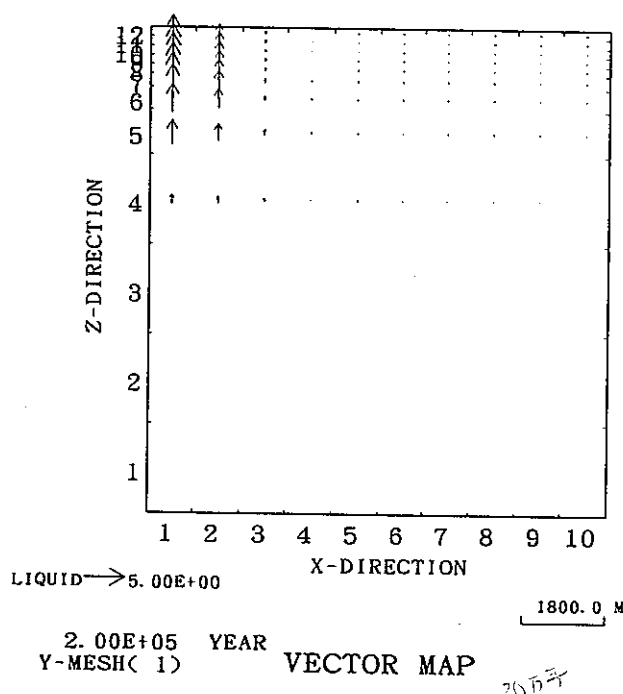
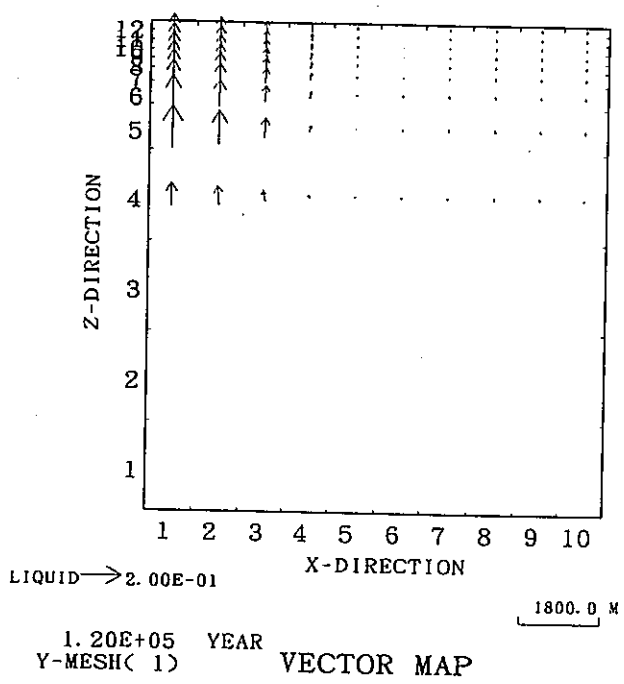
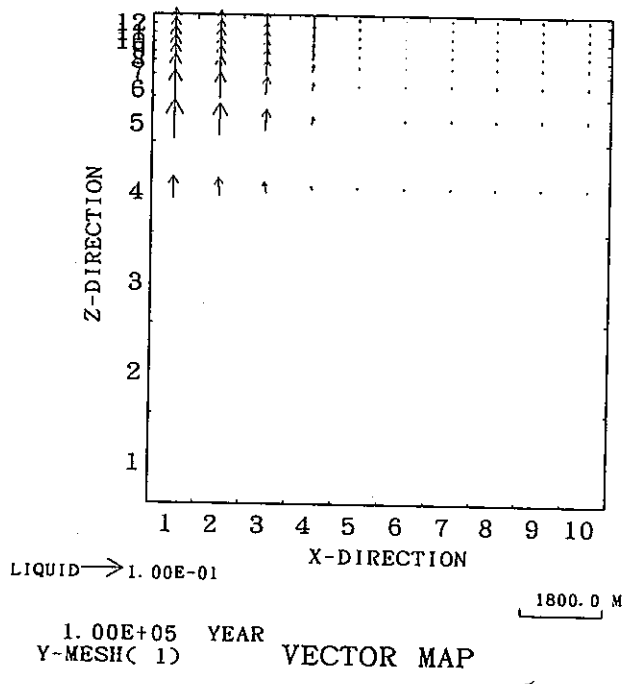
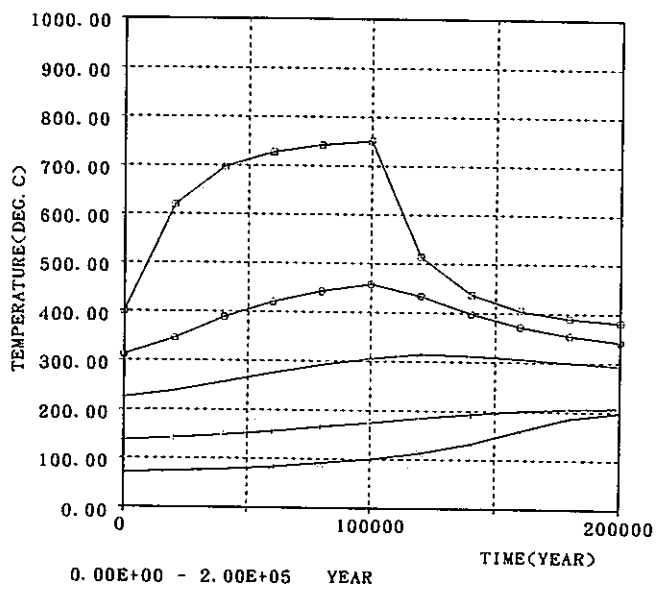


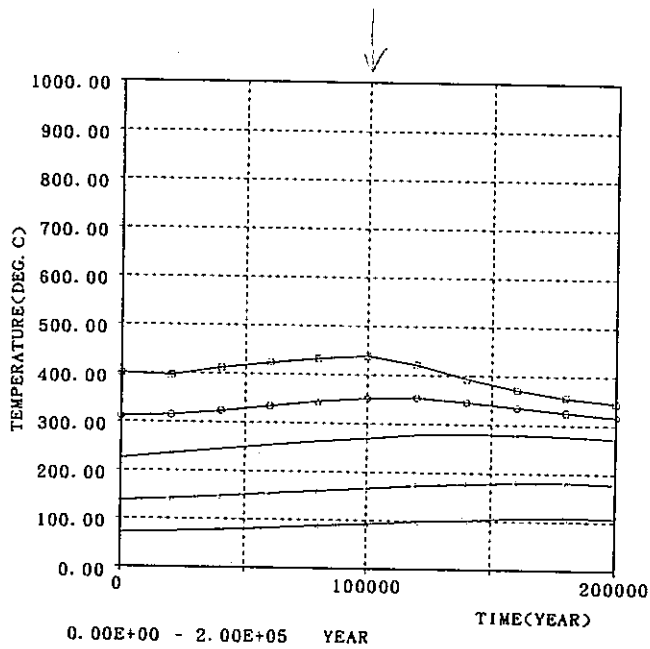
図 2.21 解析モデル b2 の流れの水平断面図の時間変化



```

G( 1. 1. 1. 0 )
Q( 1. 1. 2. 0 )
T( 1. 1. 3. 0 )
F( 1. 1. 4. 0 )
X( 1. 1. 5. 0 )

```



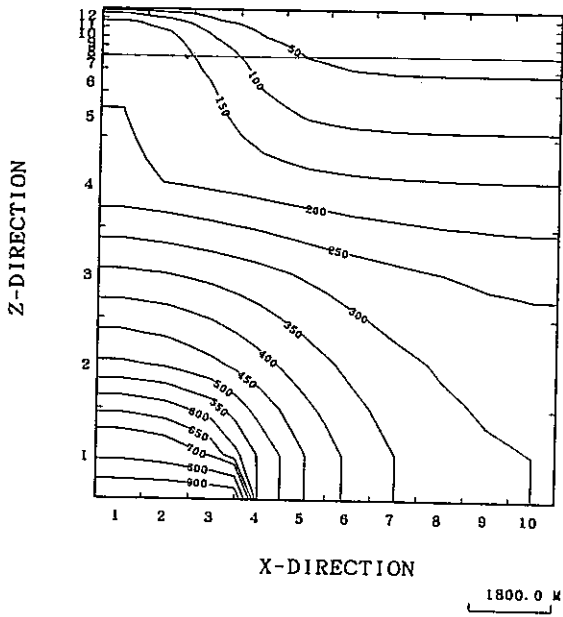
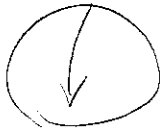
```

G( 5. 1. 1. 0 )
Q( 5. 1. 2. 0 )
T( 5. 1. 3. 0 )
F( 5. 1. 4. 0 )
X( 5. 1. 5. 0 )

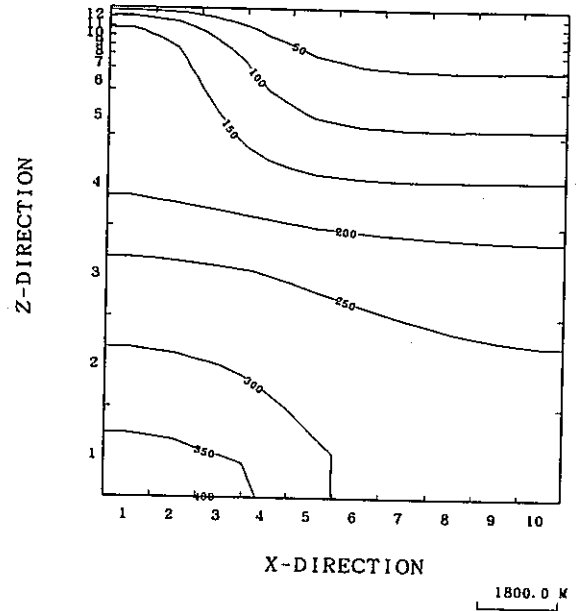
```

図 2.22 解析モデル b2 の温度の時間変化



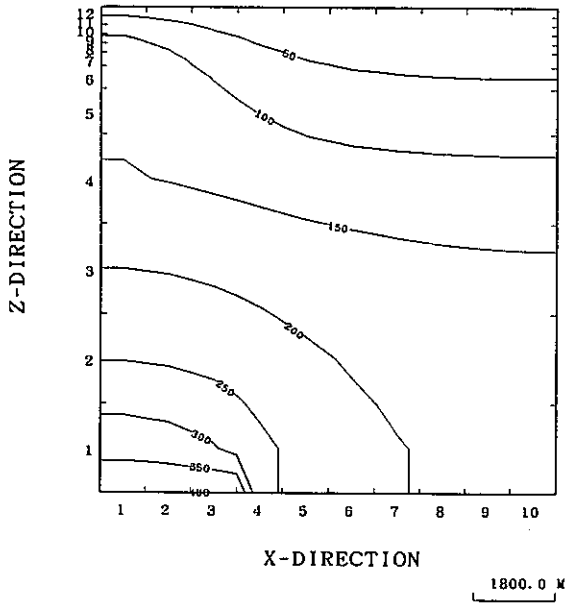


1. 00E+06 YEAR  
Y-MESH( 1)



1. 20E+06 YEAR  
Y-MESH( 1)

120万



2. 00E+06 YEAR  
Y-MESH( 1)



図 2.23 解析モデル b3 の温度の垂直断面図の時間変化

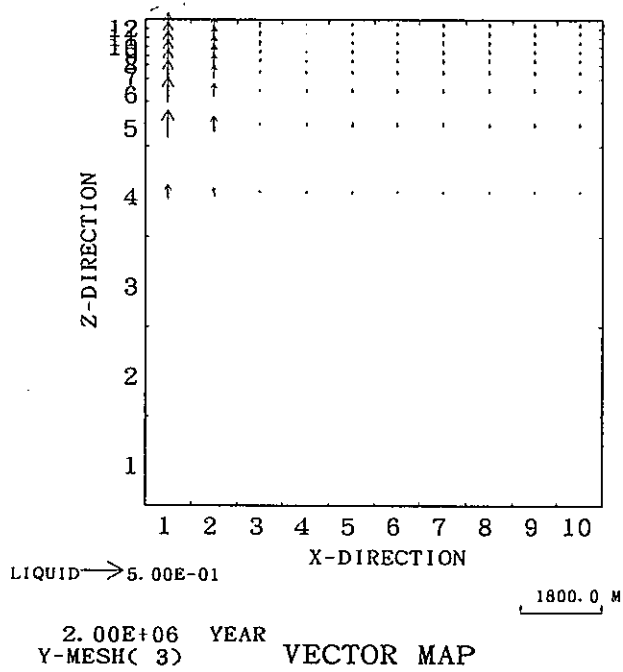
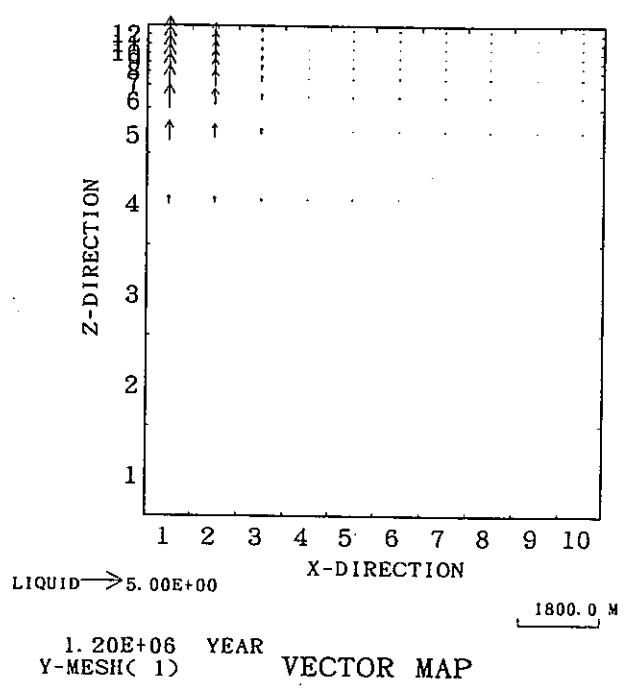
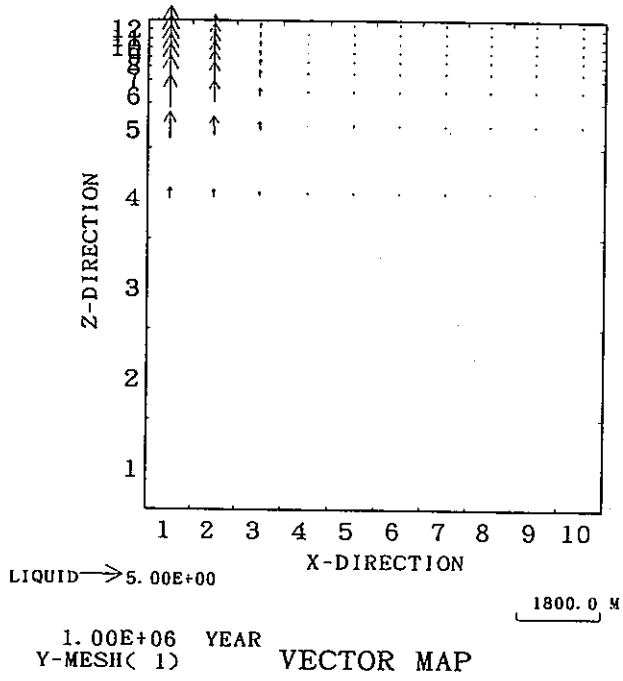
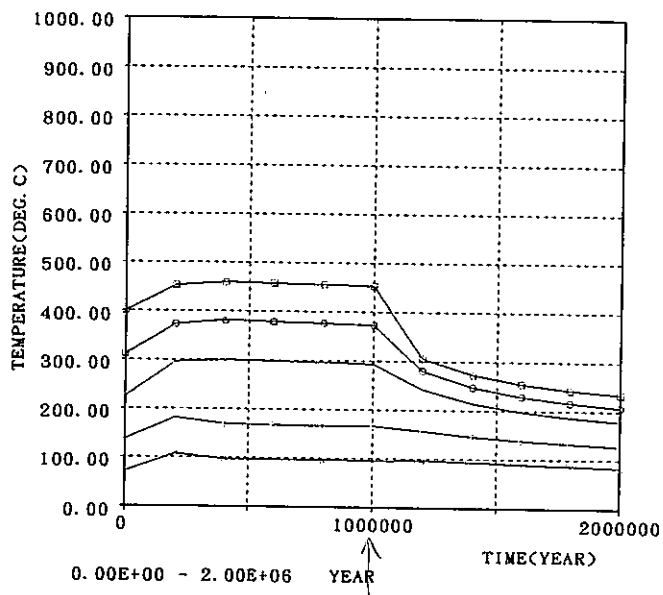
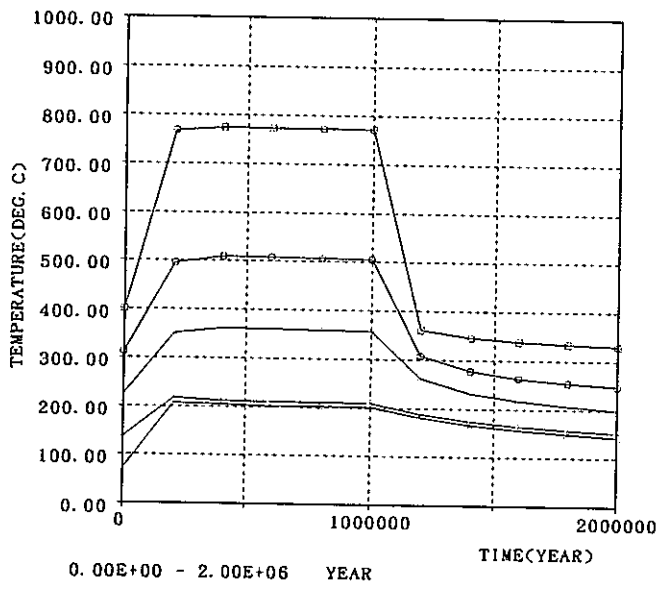


図 2.24 解析モデル b3 の流れの水平断面図の時間変化

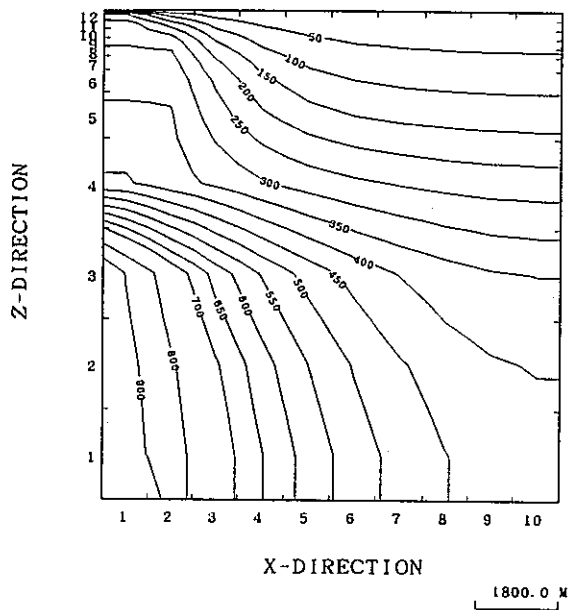


	X	Y	Z	F
□	5.	1.	1.	0
○	5.	1.	2.	0
△	5.	1.	3.	0
*	5.	1.	4.	0
x	5.	1.	5.	0

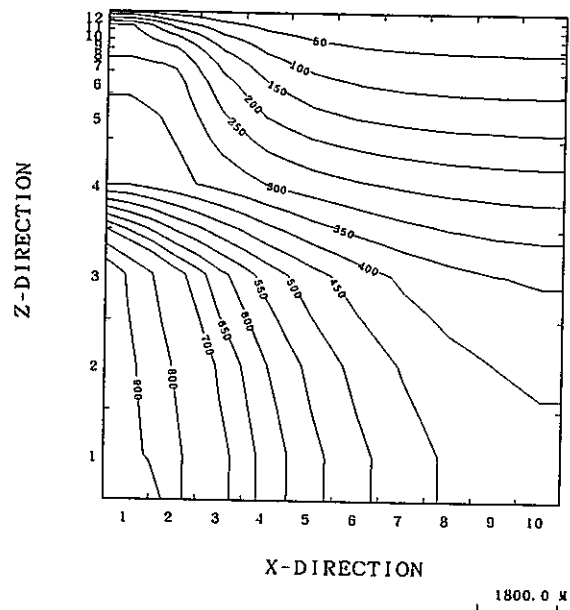


	X	Y	Z	F
□	1.	1.	1.	0
○	1.	1.	2.	0
△	1.	1.	3.	0
*	1.	1.	4.	0
x	1.	1.	5.	0

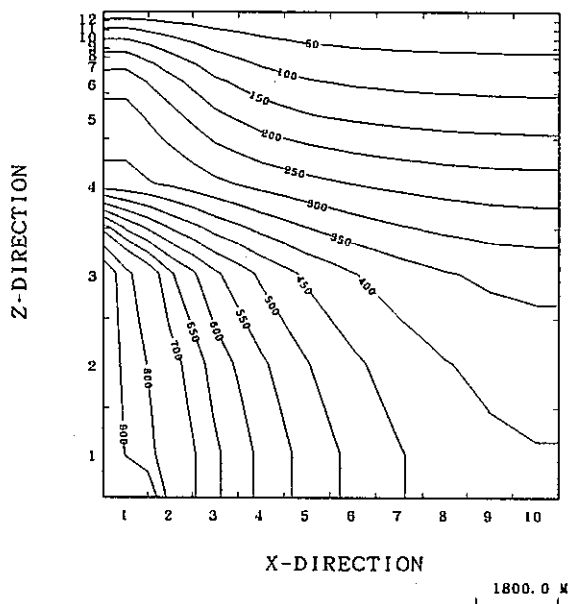
図 2.25 解析モデル b3 の温度の時間変化



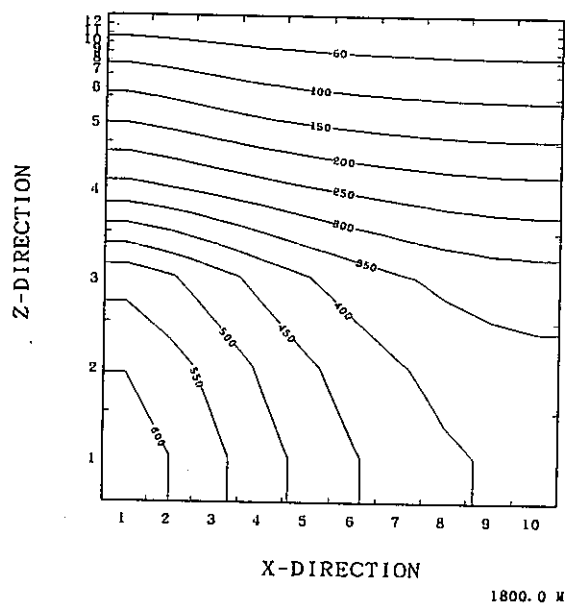
1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 3)

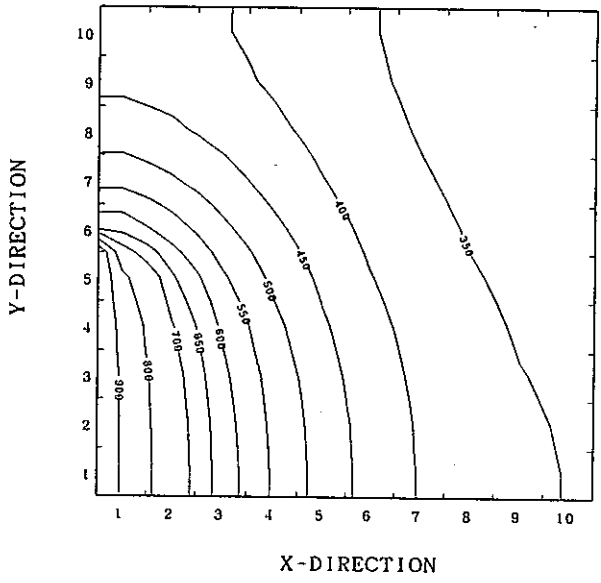


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 5)

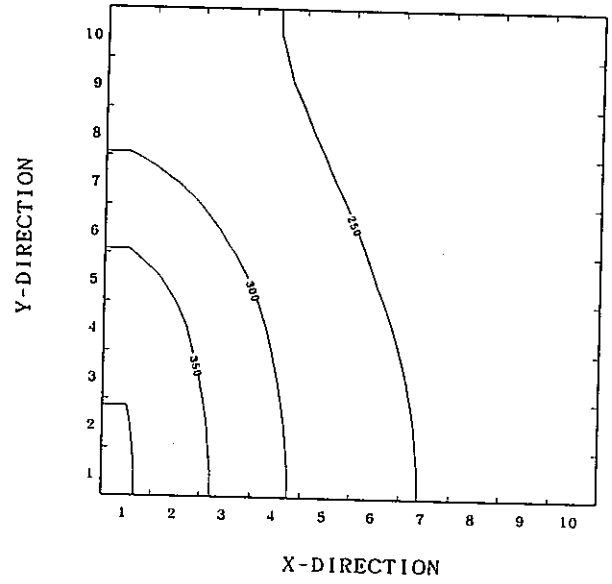


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 7)

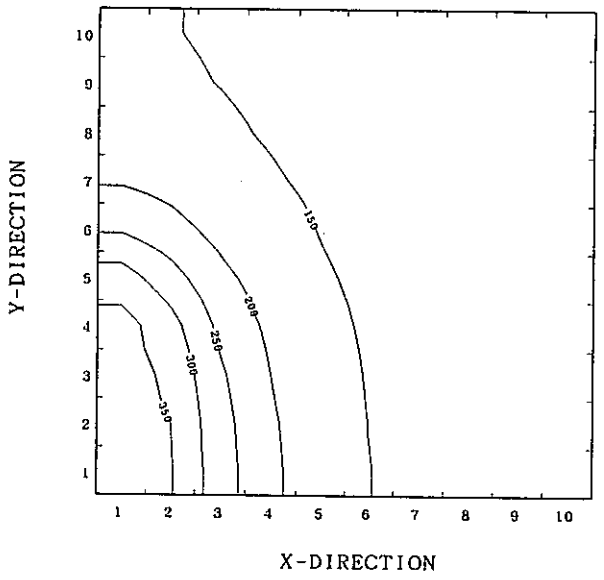
図 2.26 解析モデル c1 の温度の垂直断面図



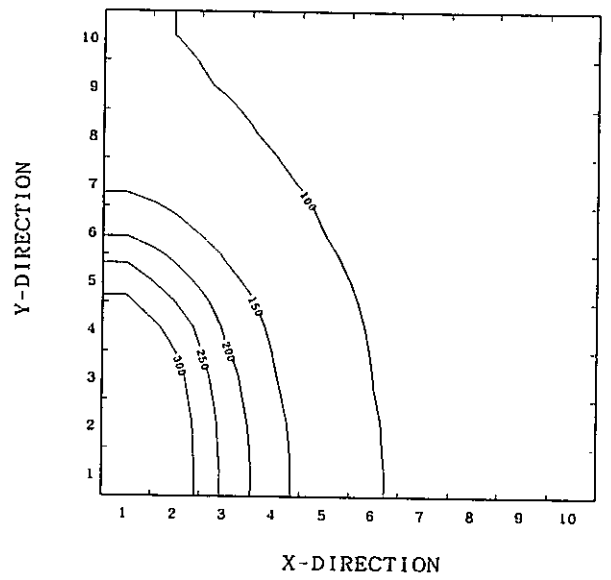
1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 3)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 4)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 5)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 6)

図 2.27 解析モデル c1 の温度の水平断面図

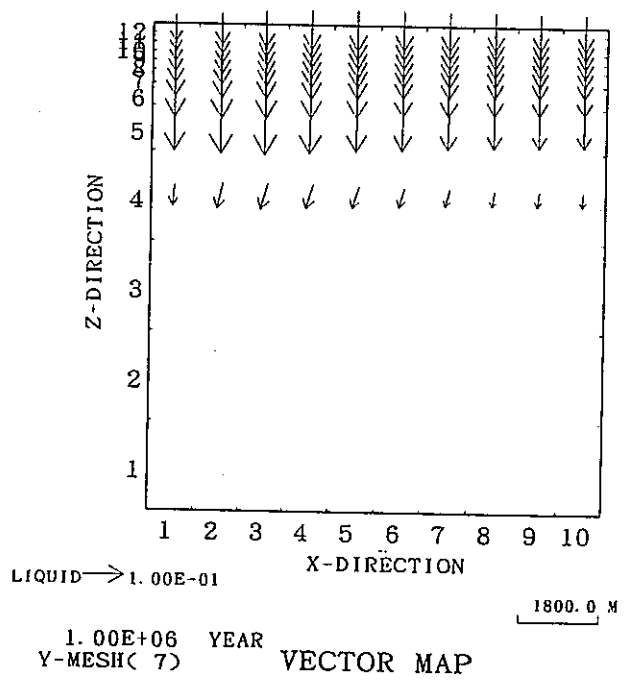
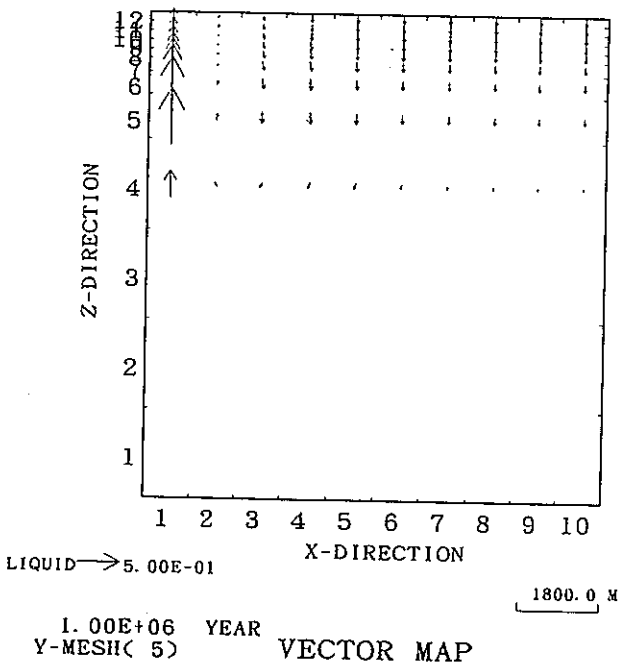
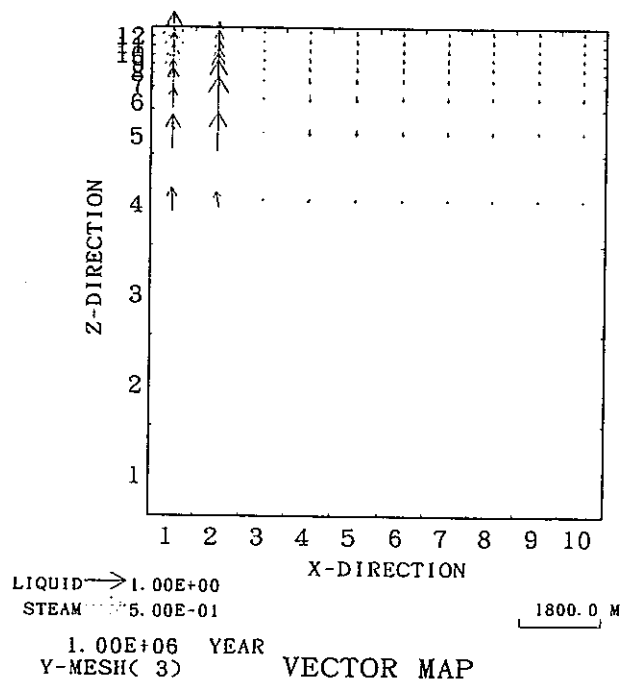
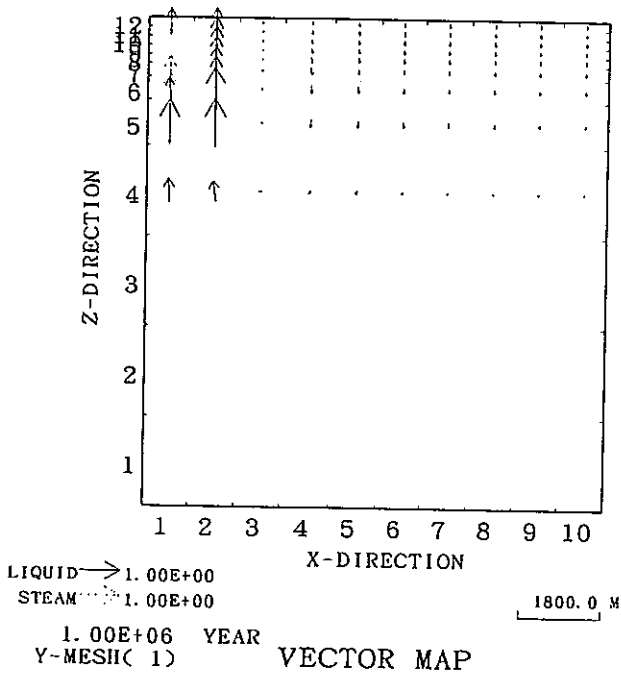


図 2.28 解析モデル c1 の流れの垂直断面図

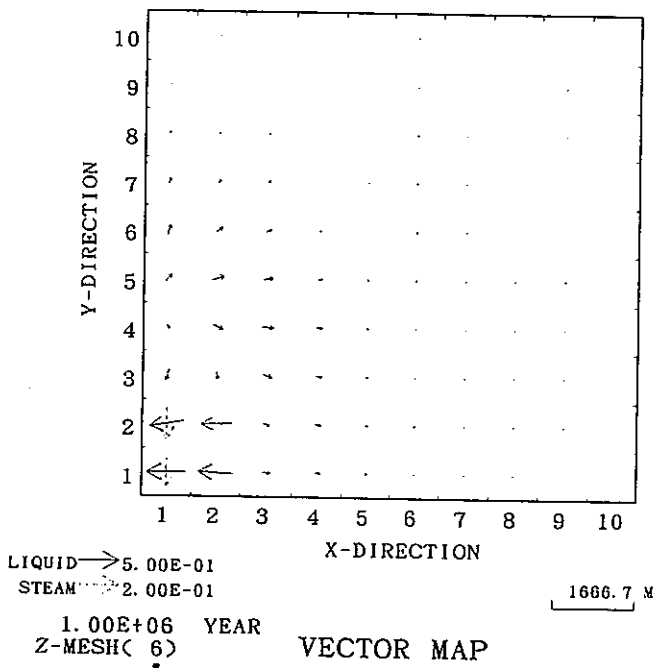
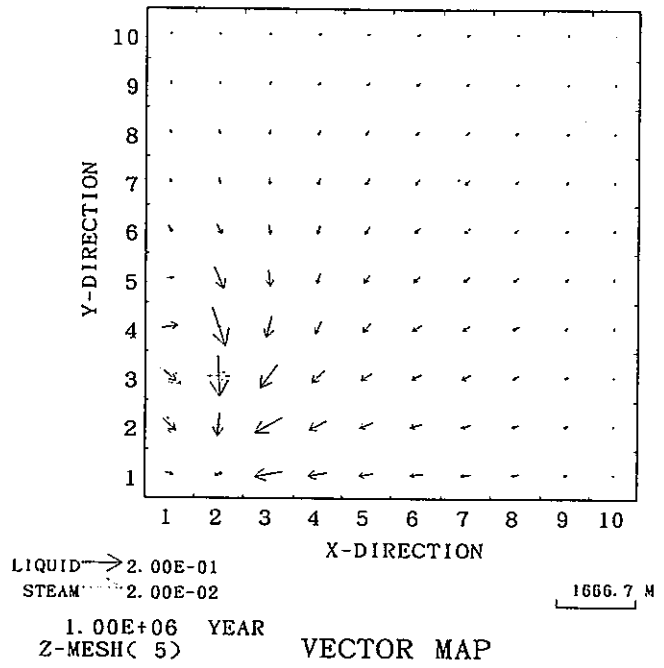
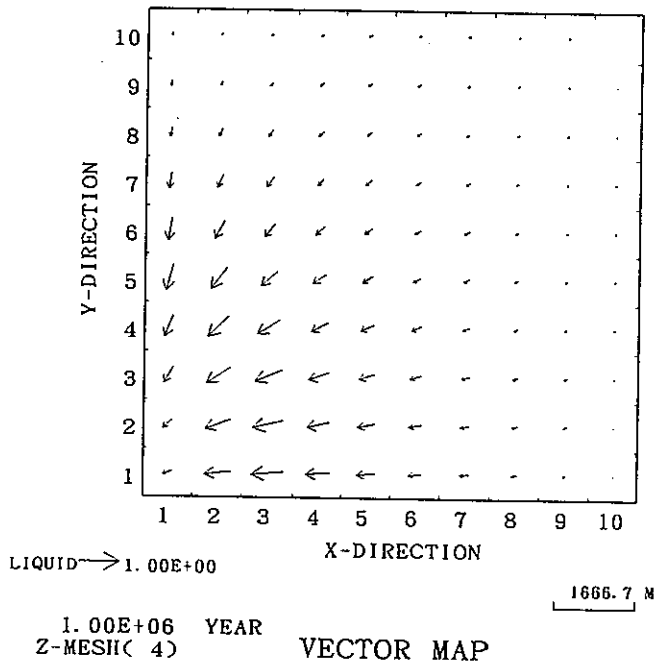
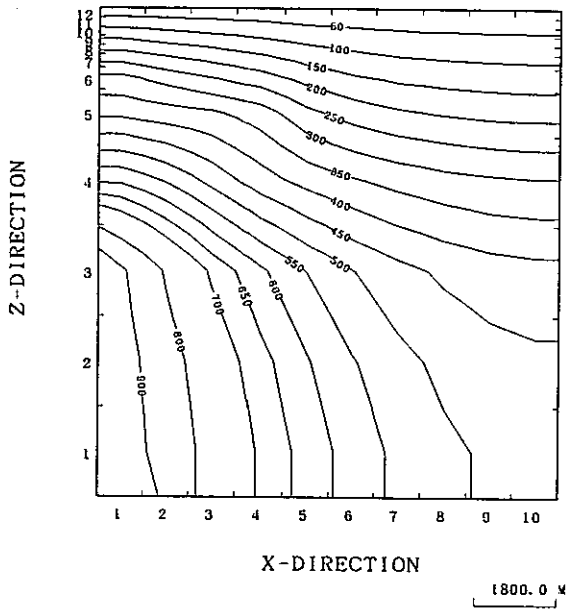
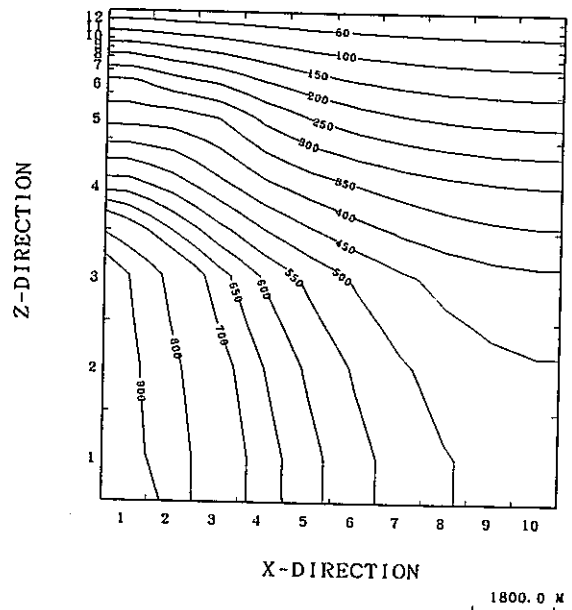


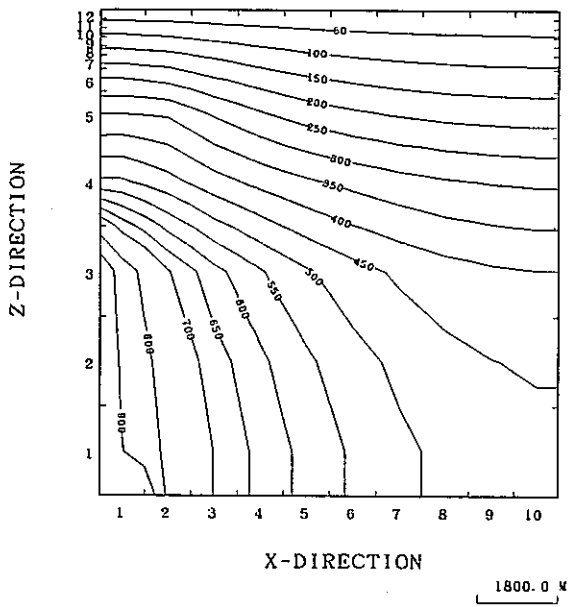
図 2.29 解析モデル c1 の流れの水平断面図



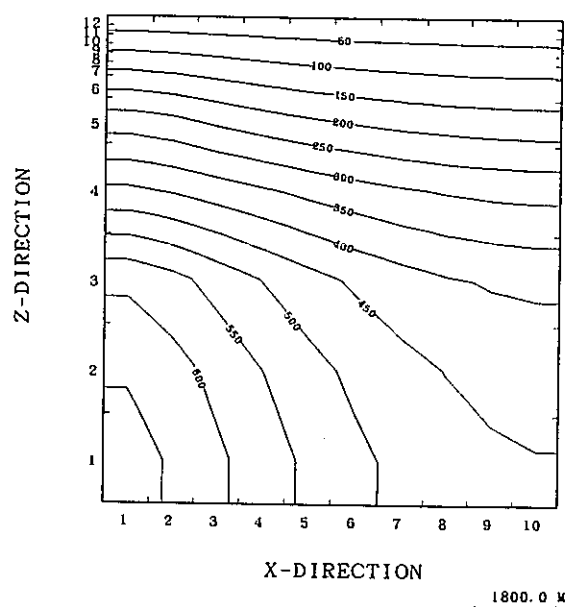
1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 3)



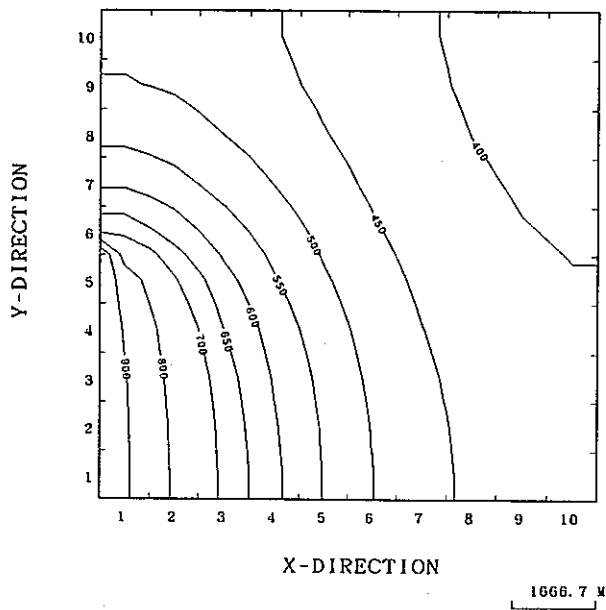
1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 5)



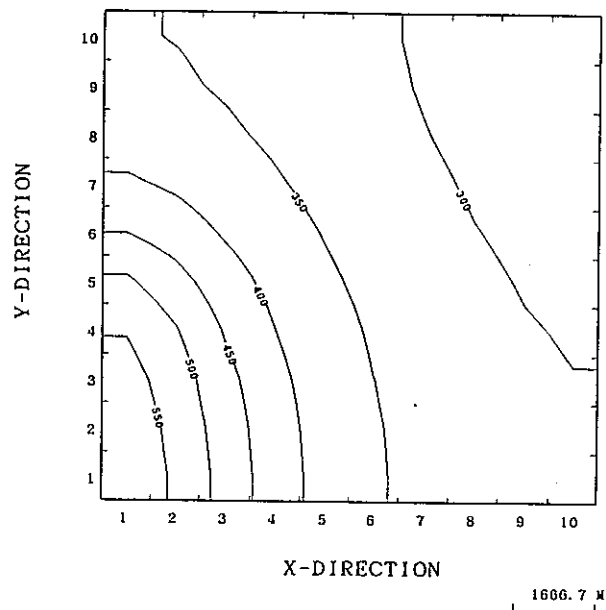
1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 7)

図 2.30 解析モデル c2 の温度の垂直断面図

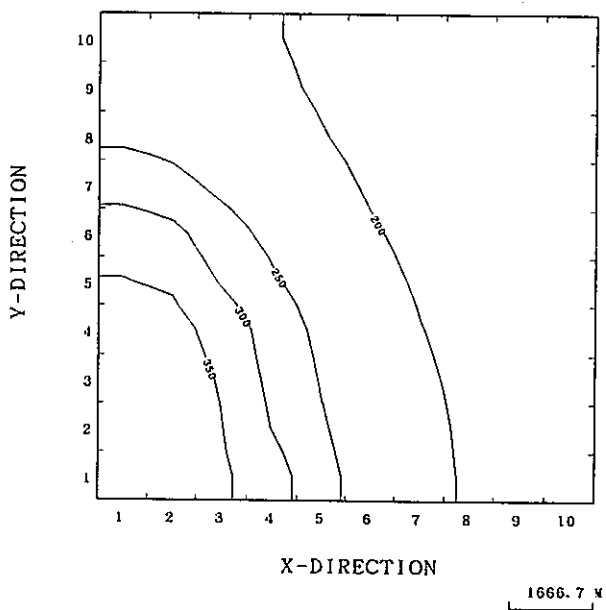




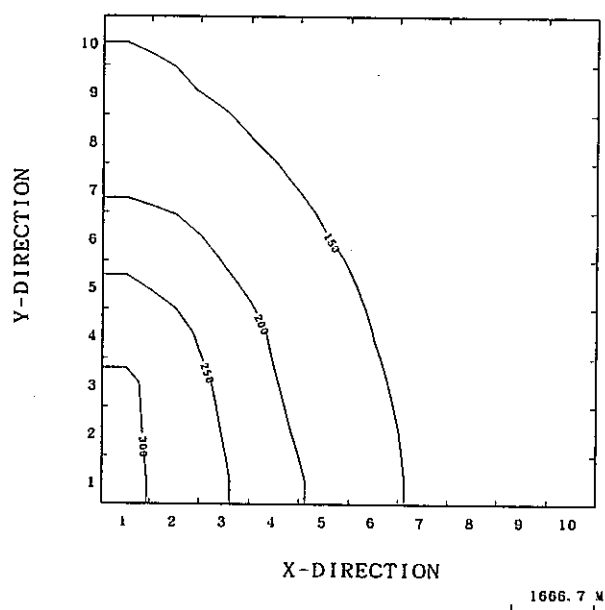
1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 3)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 4)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 5)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 6)

図 2.31 解析モデル c2 の温度の水平断面図

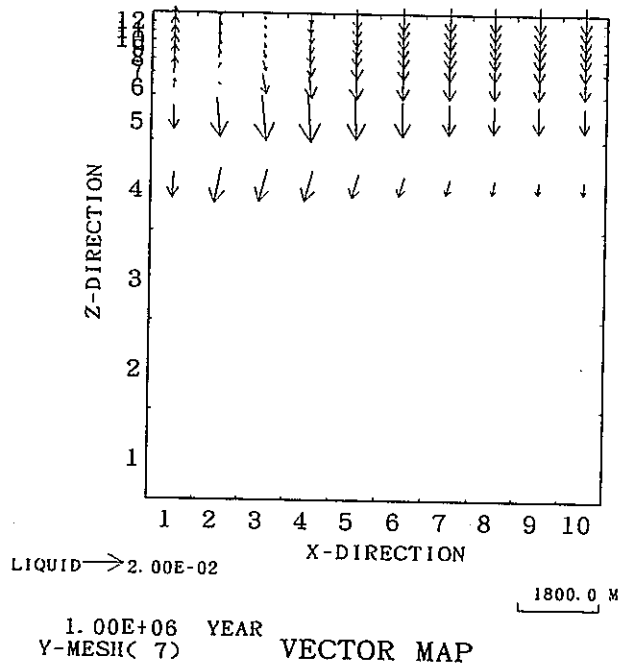
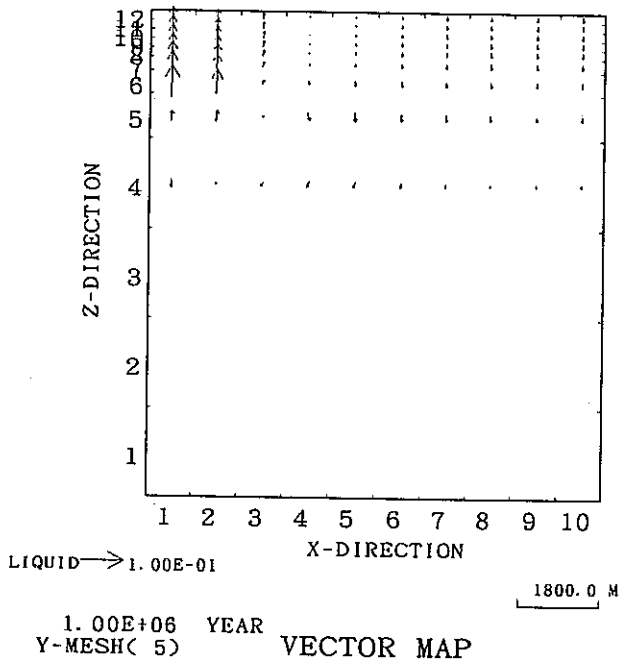
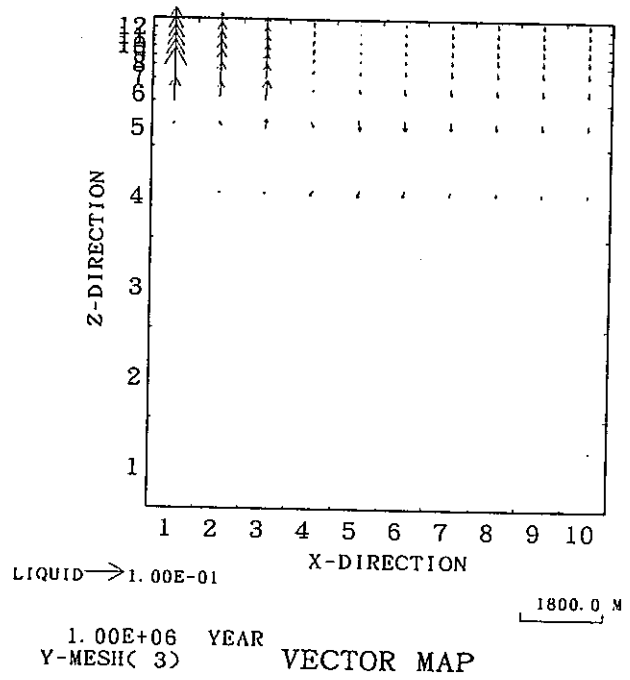
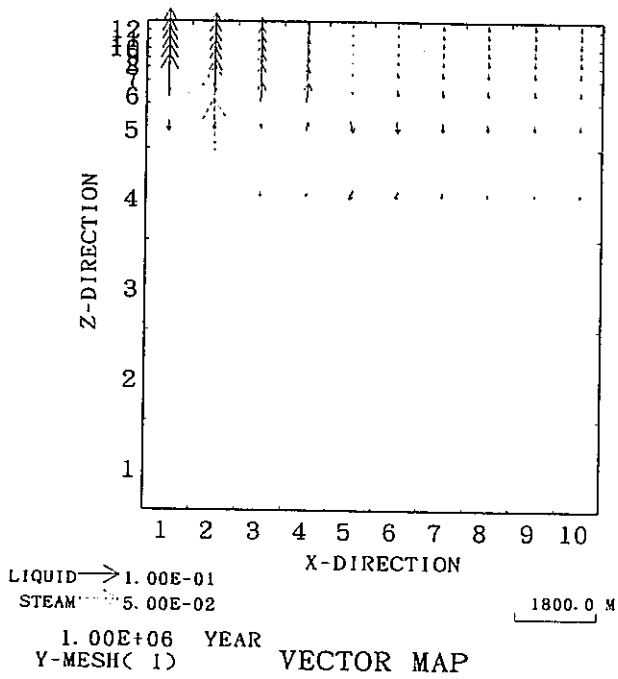


図 2.32 解析モデル c2 の流れの垂直断面図

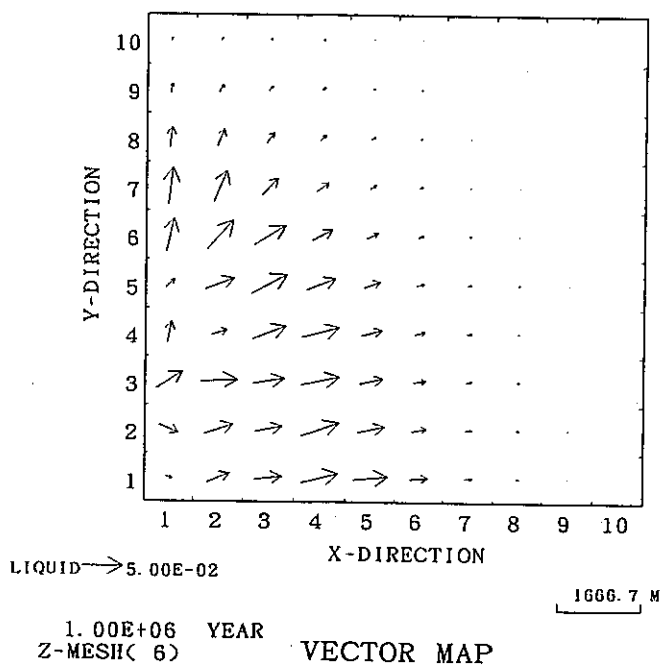
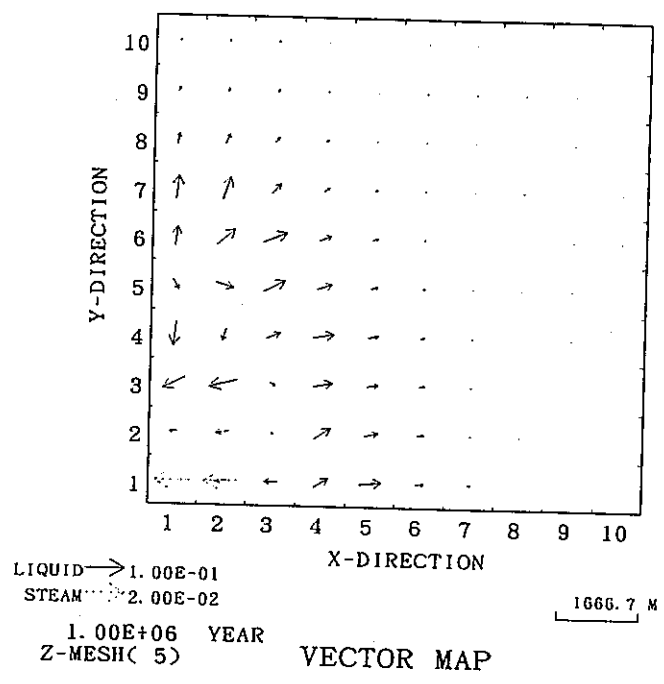
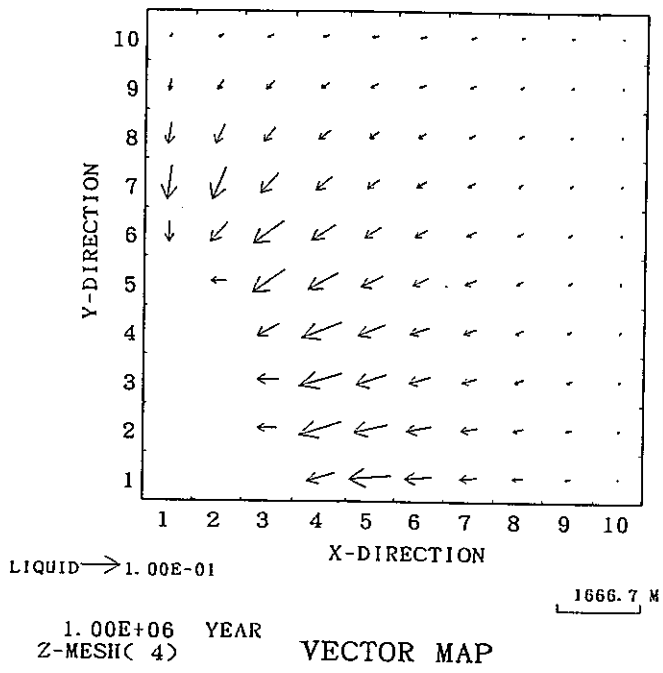
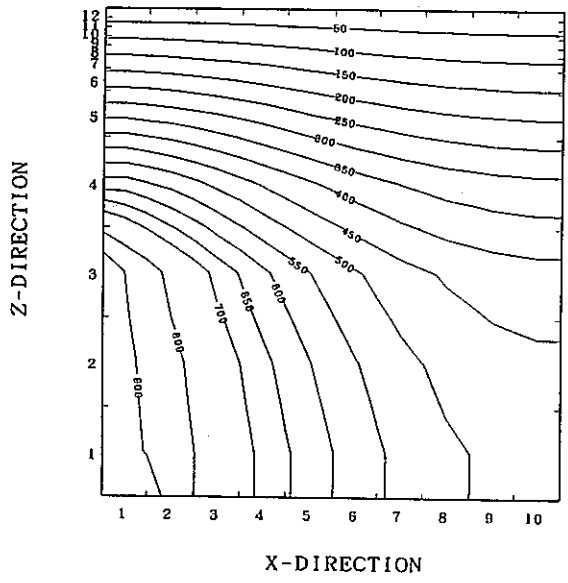
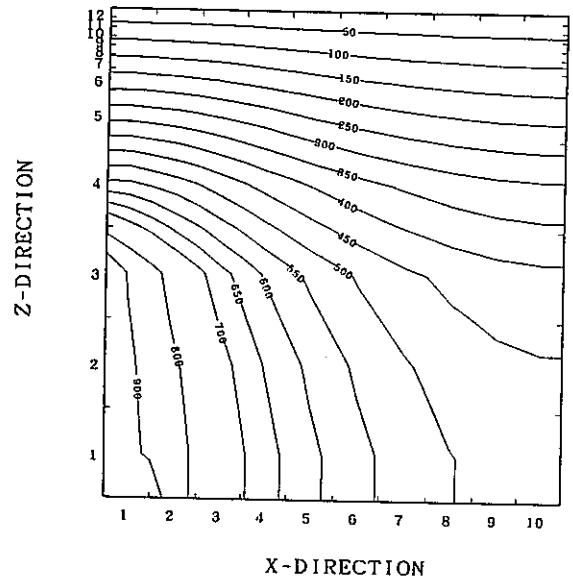


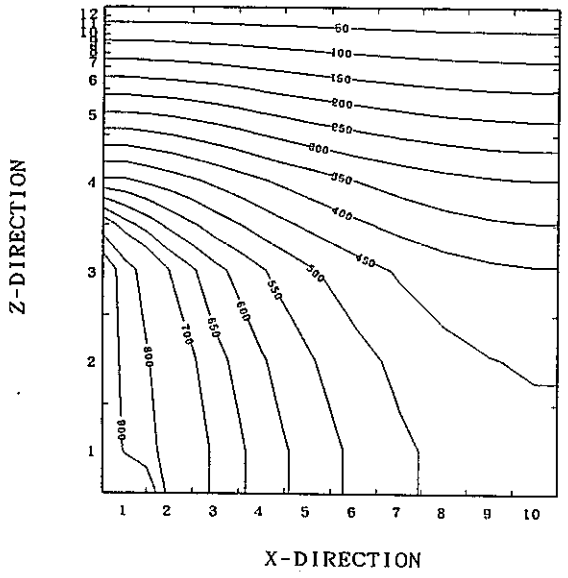
図 2.33 解析モデル c2 の流れの水平断面図



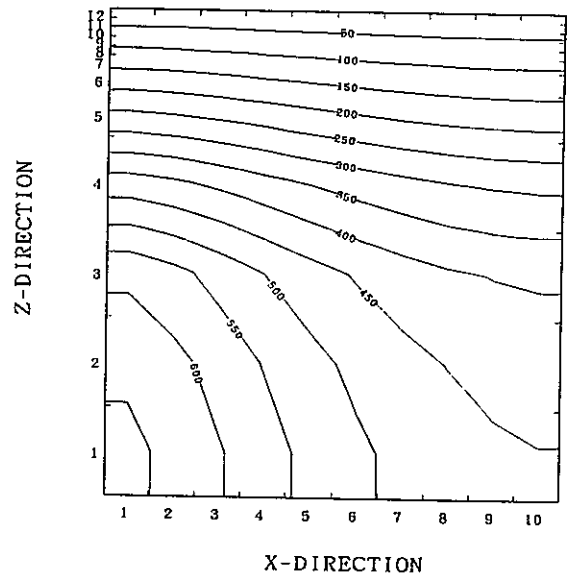
1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 1)



1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 3)

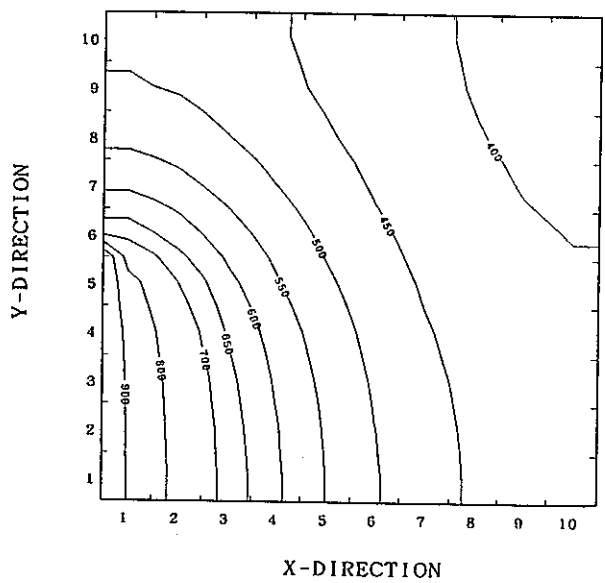


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 5)

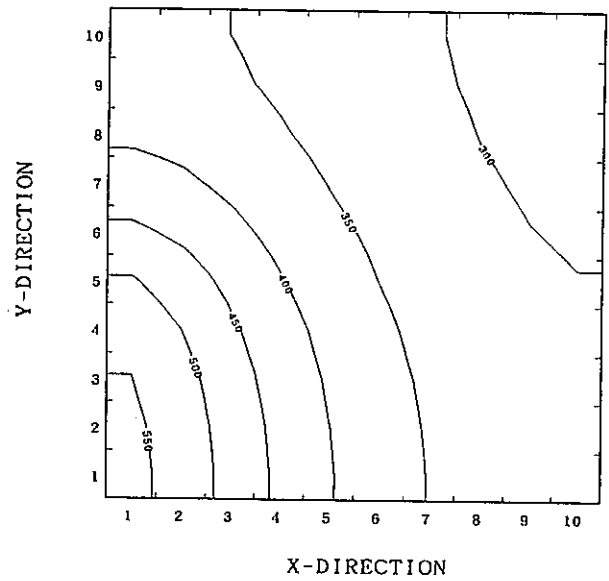


1.00E+06 YEAR  
Y-MESH( 7)

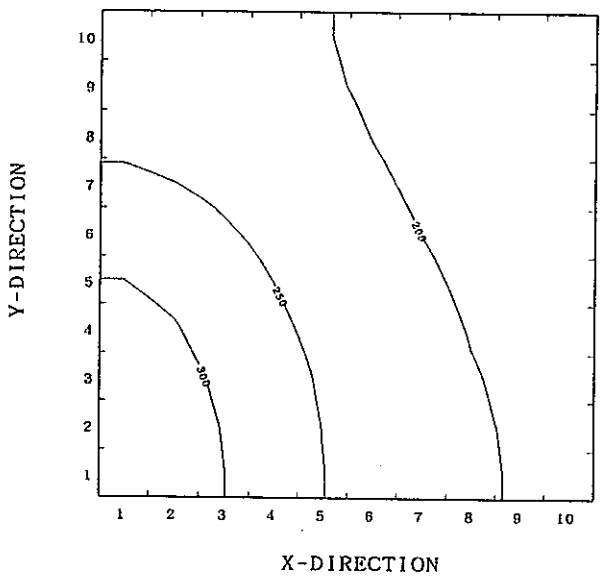
図 2.34 解析モデル c3 の温度の垂直断面図



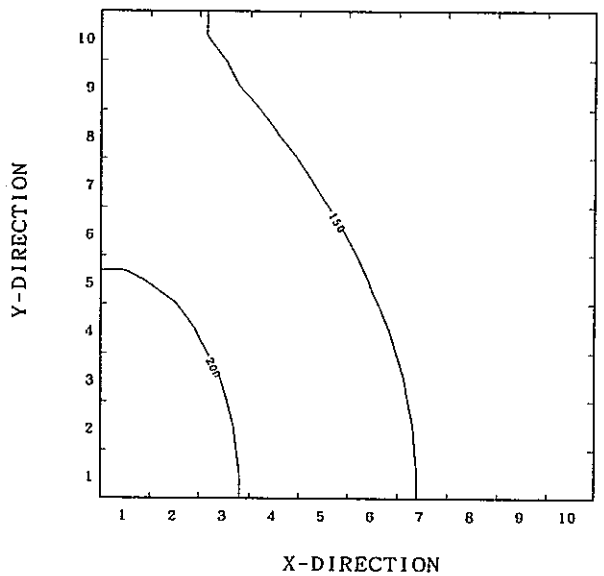
1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 3)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 4)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 5)



1.00E+06 YEAR  
Z-MESH( 6)

図 2.35 解析モデル c3 の温度の水平断面図

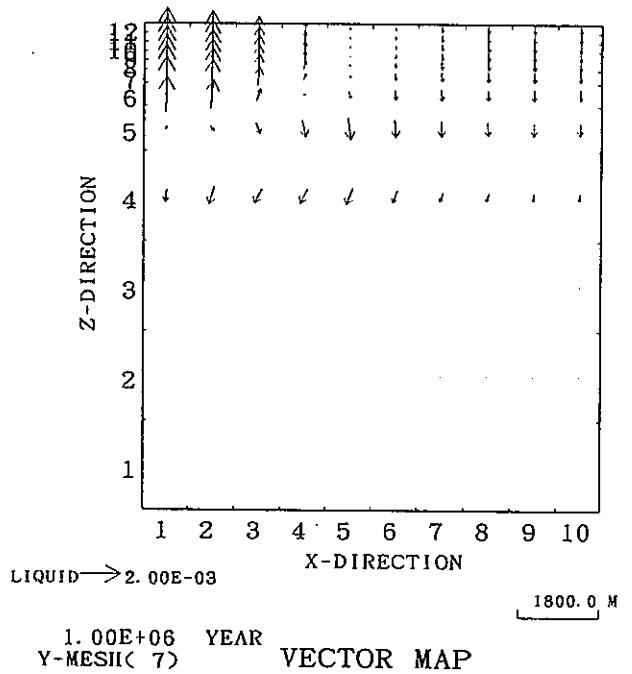
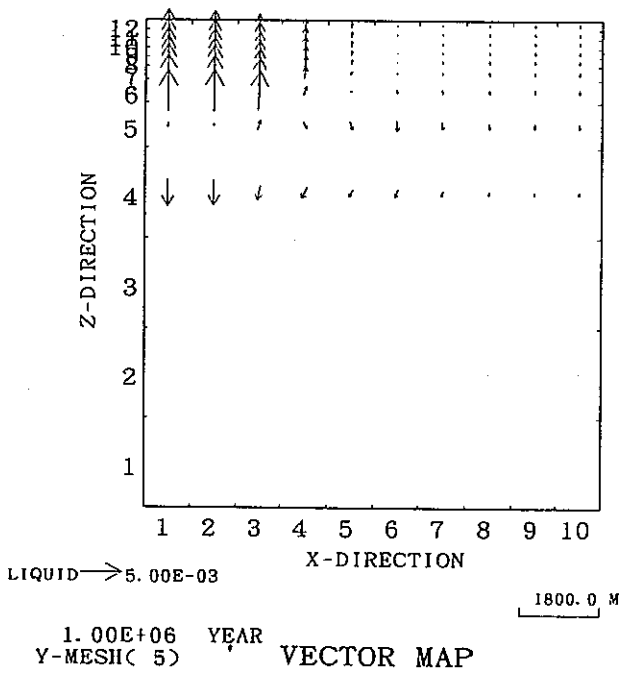
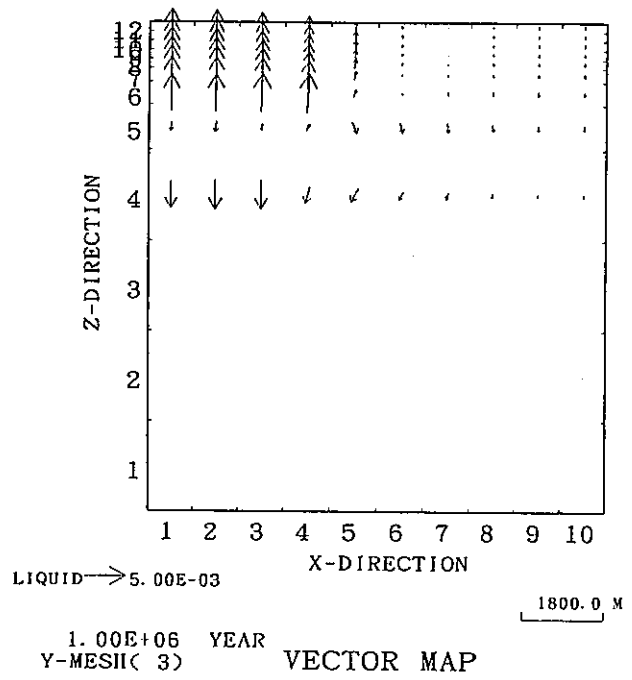
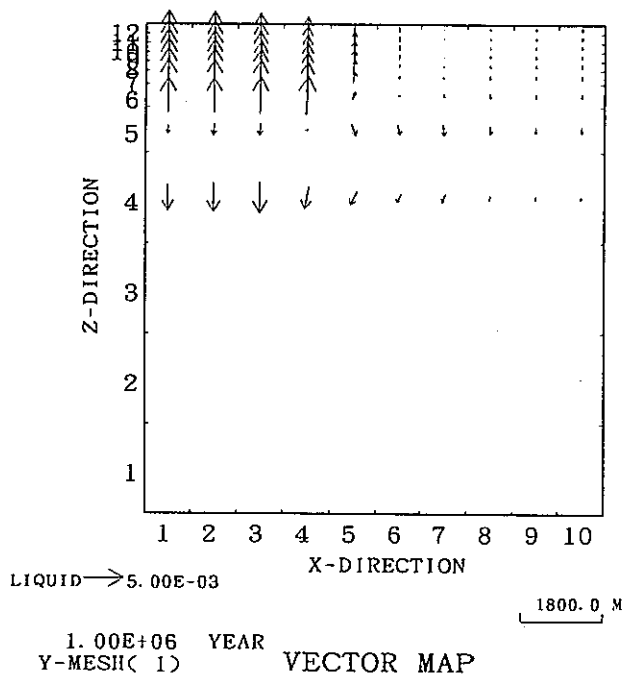


図 2.36 解析モデル c3 の流れの垂直断面図

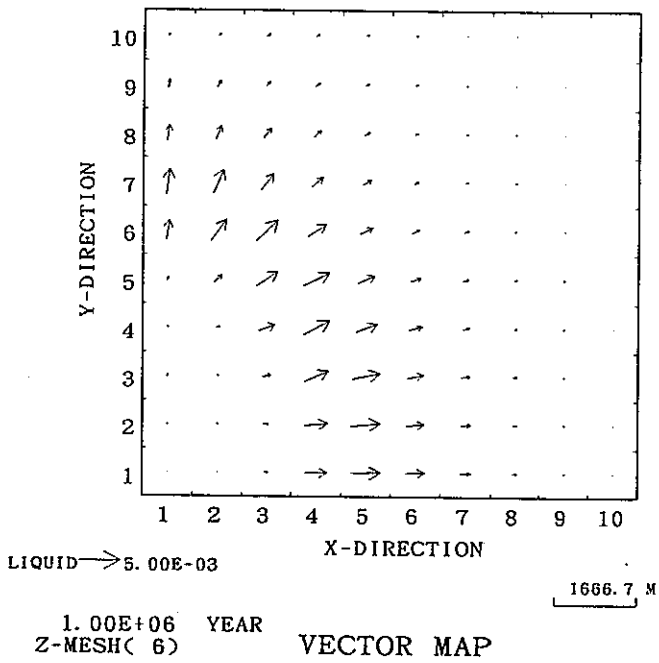
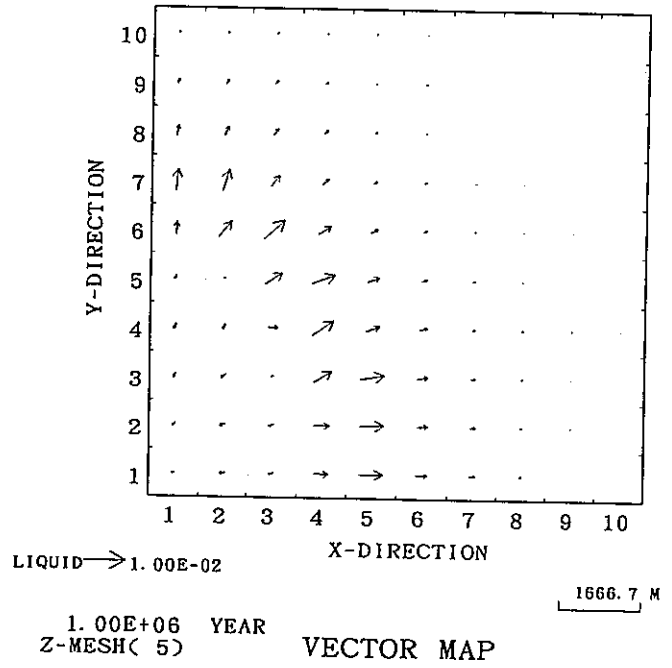
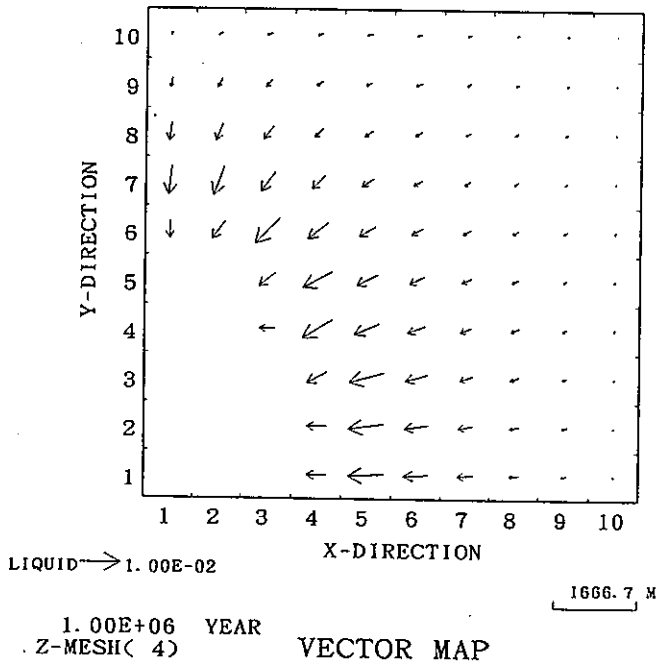


図 2.37 解析モデル c3 の流れの水平断面図

### 3. 日本列島を対象とした地熱系解析

日本列島における地下数 km までの地温分布、動水勾配などを明らかにするため、キューリー一点深度分布に基づく、数100km\*数100km\*地下10kmスケールでの3次元定常熱水解析を行った。解析計算には、地熱貯留層シミュレータ(SING)に改良を施して使用し、解析対象としては東北日本を用いた。

#### 3.1 解析条件

領域分割、岩盤物性値、境界条件は各モデルで同一のものを用いた。

##### a. 領域分割

ブロック数 : 27 : 44 : 12 = 14256個

X方向 : 27 \* 10000 m ( block no. 1-27 )

Y方向 : 44 \* 10000 m ( block no. 1-44 )

Z方向 : 標高800 mから-9000 mまで

( block no. 1-12 )

解析領域と東北地方の位置関係を、図3.1に示した。また、地表の凹凸は標高を基準に作成した。

##### b. 熱源条件

地下深部の熱源条件は、図3.2のキューリー一点深度分布に基づき、底面(標高-9000 m)への温度固定により設定した。

設定方法は以下の通りである。

深度8000 mの場合	800度C
深度9000 mの場合	600度C
それより深い場合	400度C

降雨量は公開資料に基づき、以下の値を用いた。

降雨量 = 0.15 (mm/日)



また地表からの放熱の影響も以下のように考慮した。

$$\text{放熱量} = K_0 / L (T - T_0)$$

ただし  $K_0$  は熱伝導係数、 $L$  は地表面の厚さ、 $T_0$  は地表温度である。ここでは地表面の厚さを 5 m とした。

\* 岩盤物性値

浸透率の値及びその分布は、公開資料「我が国を対象とした地下水流動解析」に記載のものを用いた。孔隙率、密度、比熱、熱伝導係数などは、あまり解析結果に影響を与えないので以下の値を用いた。また標高 - 5000 m 以深では、透水はないものとして扱った。分布は図 3.3 を参照のこと。

地質区分	浸透率 (darcy)	孔隙率	密度 kg/m <sup>3</sup>	比熱 (J/kgK)	熱伝導係数 (W/mK)
先新第三紀	0.00075	0.05	2500	1000	2.0
中新世	0.00025	0.05	2500	1000	2.0
鮮新世	0.01	0.05	2500	1000	2.0
第四紀	0.001	0.05	2500	1000	2.0
深成岩	0.00025	0.05	2500	1000	2.0
火山岩	0.0025	0.05	2500	1000	2.0
深部					
先新第三紀	0.0	0.0	2500	1000	5.0
深部深成岩	0.0	0.0	2500	1000	5.0

ただし、浸透率の検討の場合には、これ以外の浸透率を使っている。

\* 境界条件

上面のみを温度 10 度、圧力 1 bars に固定し開境界とし、他は閉境界とした。閉協会の場合は、熱、質量の出入りが無く、開境界では、出入りが生じる。

### 3.2 初期モデル (T 1) の解析結果

前術)の条件によるモデルをT 1とし、解析計算を行った。温度分布、圧力分布、流れ分布の水平、垂直断面を図 3.4-8 に示した。

#### (a) 温度分布

この条件での計算結果の垂直方向の温度分布が、図3.4 である(単位は度C)。Z方向には2ブロックまでが不透水であり、その領域までは温度が序じょに上昇している。それより上は、対流の影響で、温度の上昇が見られ、複数のピークが見られる。

水平方向の温度分布が、図3.5 に示してある。多数の島状の分布が見られるがこれは垂直断面図におけるピークが平面的に表されたものである。

これを形作っているのは対流であるがどうしてこのような形になるのかが、疑問である。もう少し熱源の近くに局在しても良さそうである。この現象を解決するために、条件をかえてみることにした。

#### (b) 圧力分布

圧力の水平断面図を図3.6に示した。山脈の領域において圧力が高くなっており、無理のない結果である。

#### (c) 流れ分布

流れ分布の垂直断面図を図3.7 に示した。山脈の下には下降流ができ、盆地部分には上昇流ができている場合が多い。この上昇流の箇所は、温度のピークと一致している。流れ分布の水平断面図を図3.8 に示した。流れは山脈から離れる方向に生じているのが多いが、そればかりではないようだ。

### 3.3 表面での放熱量を変えたモデル (T 2) の解析結果

放熱条件がみつすぎて、温度が下がり、温度のピークができてしまうと考えられた。モデルT 1をもとに、放熱量の条件を少なくして(地表の厚さを50m)、解析計算を行った。温度分布、圧力分布、流れ分布の水平、垂直断面を図 3.9-13 に示した。

(a) 温度分布

この条件での計算結果の垂直方向の温度分布が、図3.9である。この結果はピークが少しなだらかになった点を除いて、T1とよく似ている。この条件下での放熱の影響は少ないことが判った。

水平方向の温度分布が、図3.10に示してある。多数の島状の分布が見られるが分布の形状はほとんどおなじである。

(b) 圧力分布、流れ分布

圧力の水平断面図と、流れ分布の断面図を図3.11,12,13に示した。これらは全てT1の結果とほとんど同じ。

### 3.4 熱伝導だけの領域を増やしたモデル(T3)の解析結果

対流の領域が縦方向に広すぎるために温度のピークができてしまうと考えられた。モデルT1をもとに、Z方向には3ブロックまでを不透水として、解析計算を行った。温度分布、圧力分布、流れ分布の水平、垂直断面を図3.14-18に示した。

(a) 温度分布

この条件での計算結果の垂直方向の温度分布が、図3.14である。ピークがかなりなだらかになり、実際に近いと考えられる。

水平方向の温度分布が、図3.15に示してある。多数の島状の分布が見られるが多少は大粒のなったようである。また、島状の分布も、海の部分には見られなくなった。

(b) 圧力分布

圧力の水平断面図を図3.16に示した。これらは全てT1の結果とほとんど同じ。

(c) 流れ分布

流れ分布の断面図を図3.17,18に示した。T1に比べ、対流の領域が減った分だけ流れが速くなっている。

### 3.5 浅部の浸透率を小さくしたモデル（T4）の解析結果

対流の領域を狭めて効果があったわけであるから、浸透率を小さくしても同じことが期待できる。浅部の浸透率を一桁小さくして解析計算を行った。温度分布、圧力分布、流れ分布の水平、垂直断面を図 3.19-23 に示した。

#### (a) 温度分布

この条件での計算結果の垂直方向の温度分布が、図3.19 である。ピークがかなりなだらかになり、実際に近いと考えられる。

水平方向の温度分布が、図3.20 に示してある。多数の島状の分布が見られるが T3 の場合と同じく多少は大粒のなったようである。また、T3 の場合と同様に島状の分布も、海の部分には見られなくなった。

#### (b) 圧力分布

圧力の水平断面図を図3.21 に示した。これらは全て T1 の結果とほとんど同じ。

#### (c) 流れ分布

流れ分布の断面図を図3.22,23 に示した。T1 に比べ、浸透率が小さくなった分だけ流れが遅くなっている。

### 3.6 まとめ

東北日本に関する 3次元定常熱水解析を行った。あらかじめ適当と思われるモデルを計算し、放熱量、熱伝導領域、浸透率の値を変更し、その影響を比較した。

初期モデル（T1）において、圧力分布、流れ分布については、公開資料の結果と大きな差異は無かったが、温度分布では多数の島状の高温域が、列島から海にかけて見られた。あまり良く思われなかったので以下の解析を行った。

放熱量が最大で10分の1程度になるようなモデルを作成し、計算を行ったが、結果は、T1 とほとんど同じであった。この場合は、あまり影響がないようだ。

熱伝導領域（透水性の悪い領域）を増やし（T3）、その影響を調べた。結果として、島状の高温域が海の部分には見られなくなった。

透水域の浸透率を10分の1にして（T4）、その影響を調べた。T3 と同様に、島状の高温域が海の部分には見られなくなった。

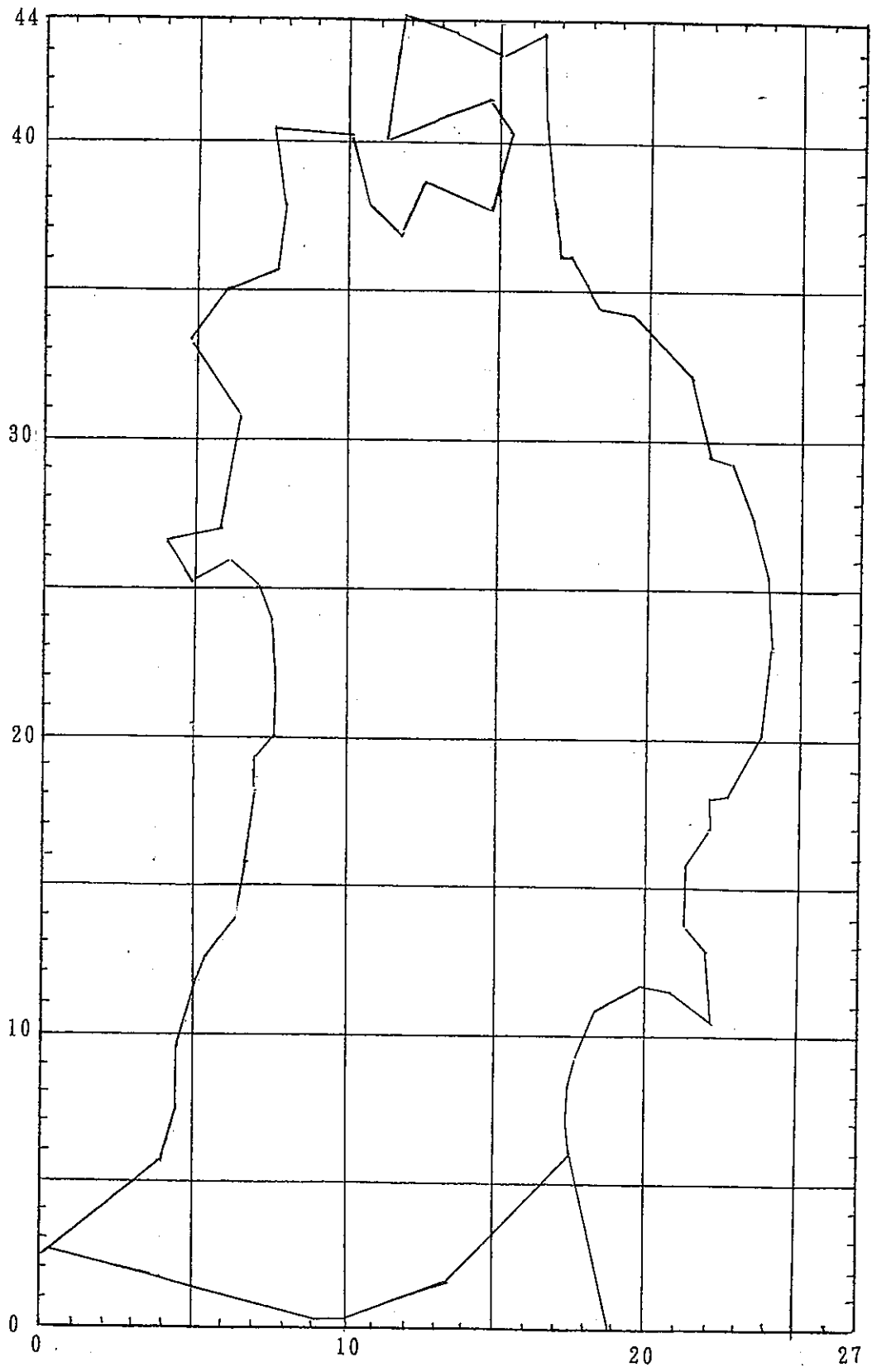


図 3.1 ブロック分割図と東北地方

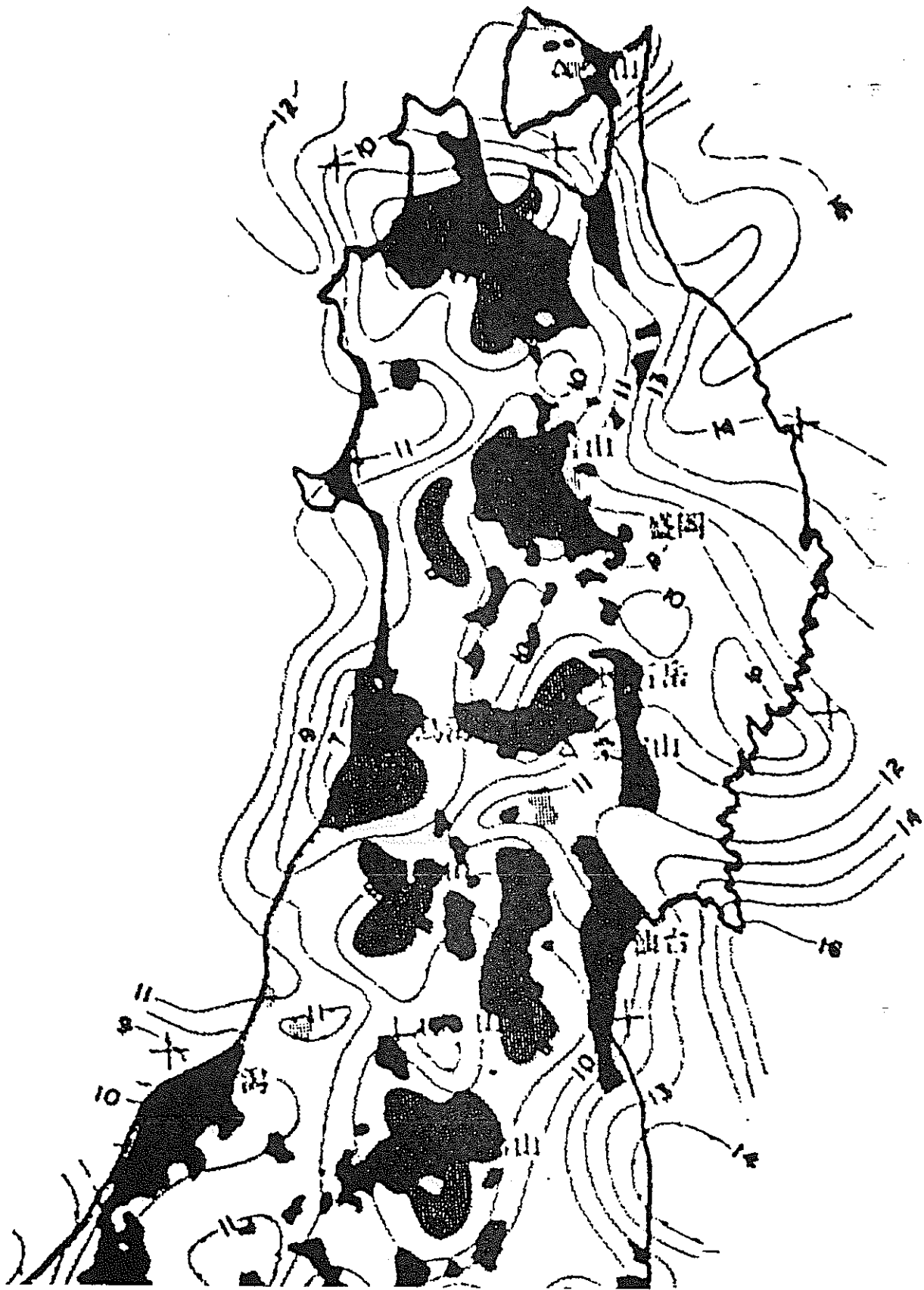
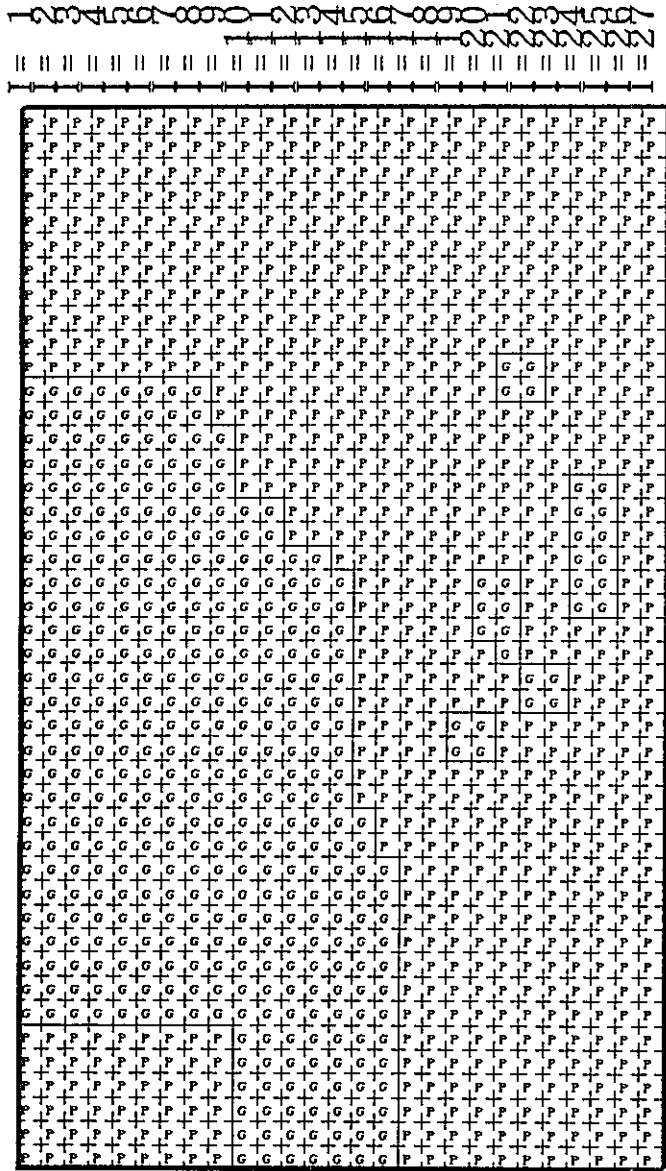
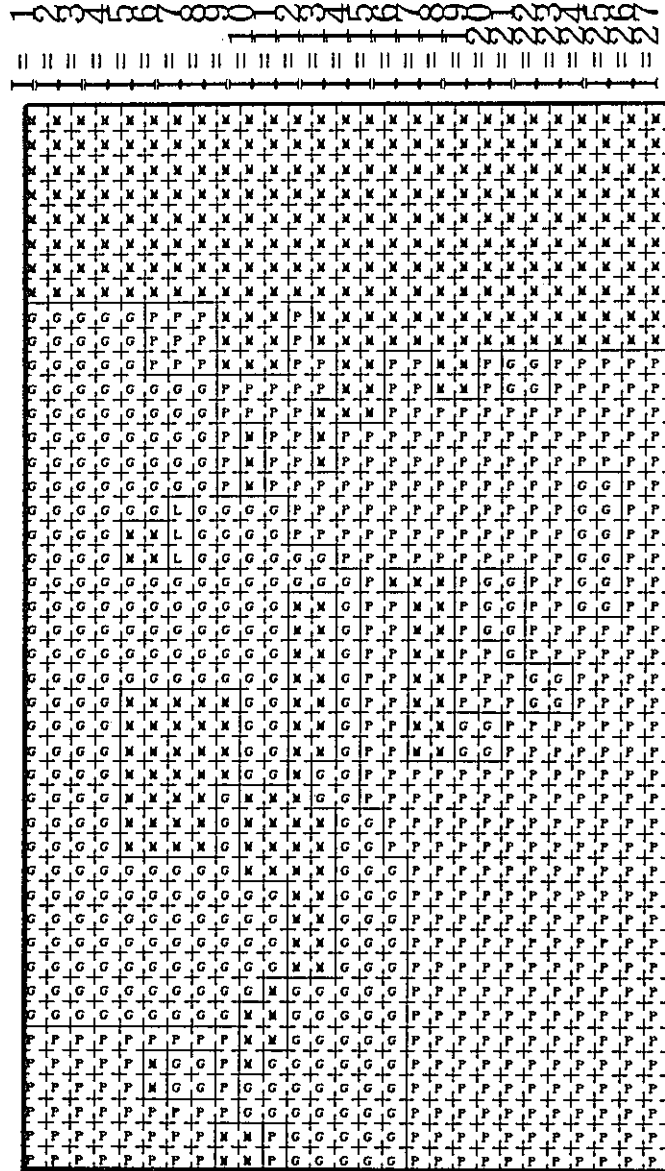


図 3.2 日本列島の地熱有望地域図





水平断面 (K = 3)

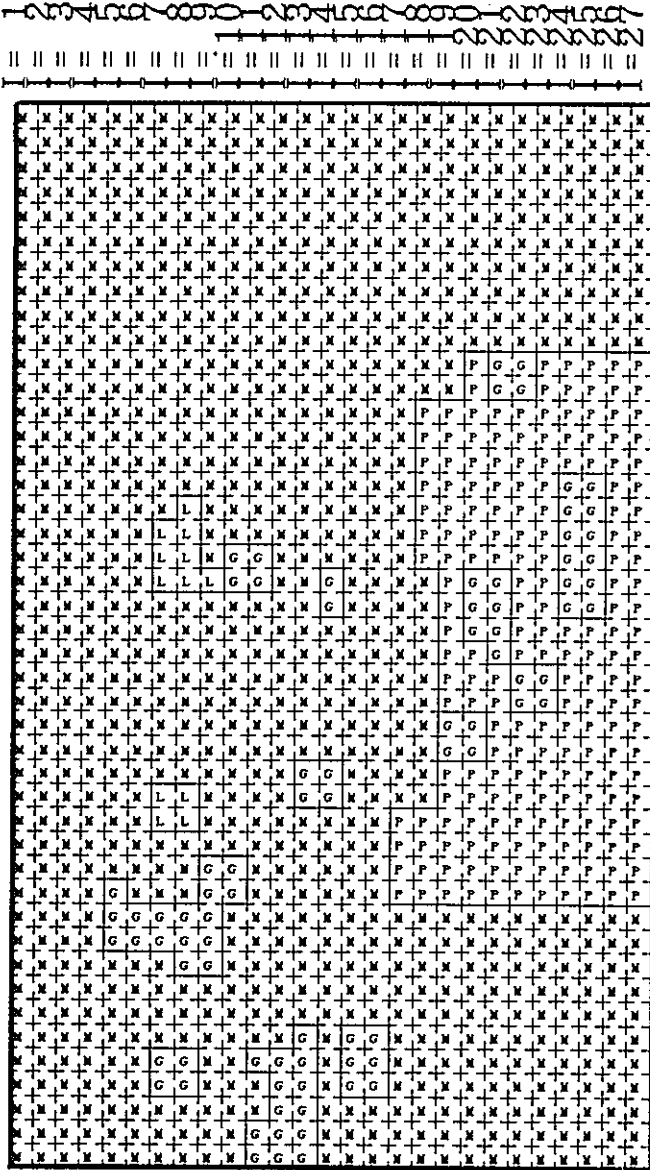


水平断面 (K = 4)

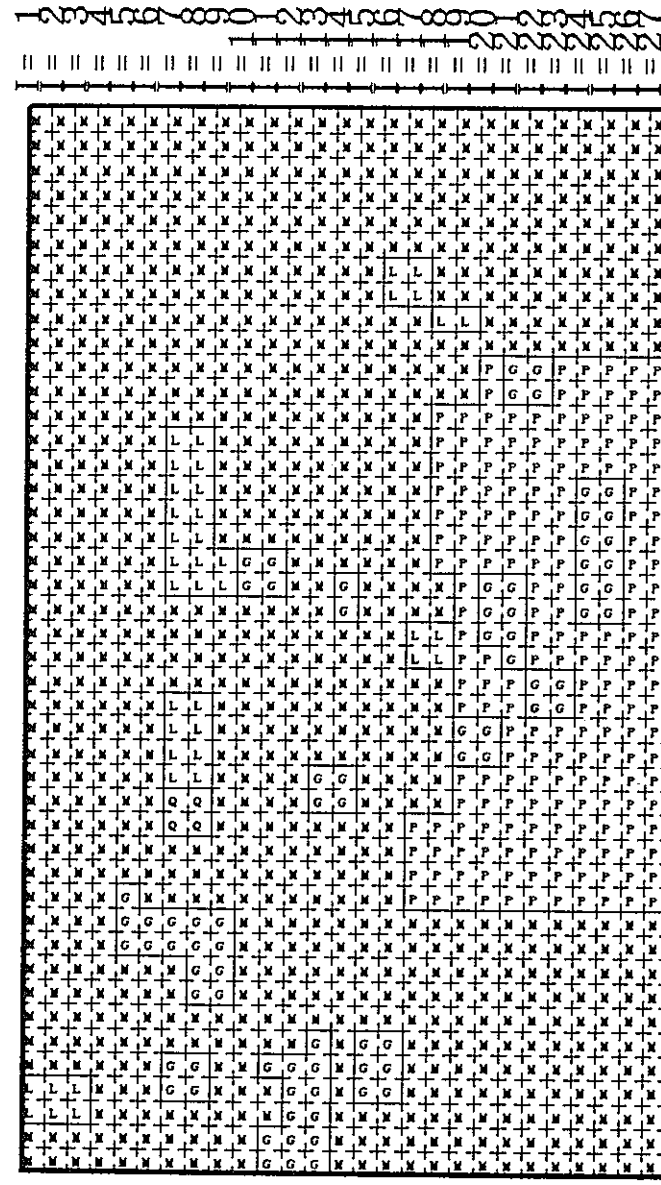
- P : 先新第三紀
- M : 中新世
- L : 鮮新世
- Q : 第四紀
- G : 深成岩
- V : 火山岩
- X : 深部 (P)
- Z : 深部 (G)

図 3.3(b) 岩体の物理特性の設定図 (k=3, 4)





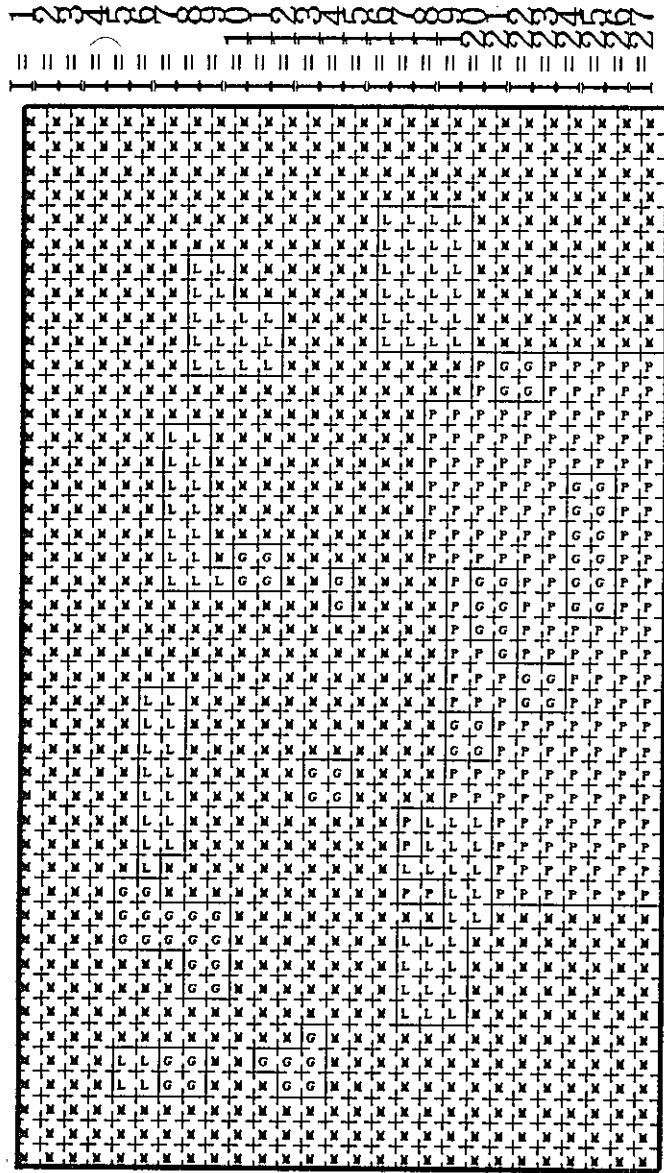
水平断面 (K = 5)



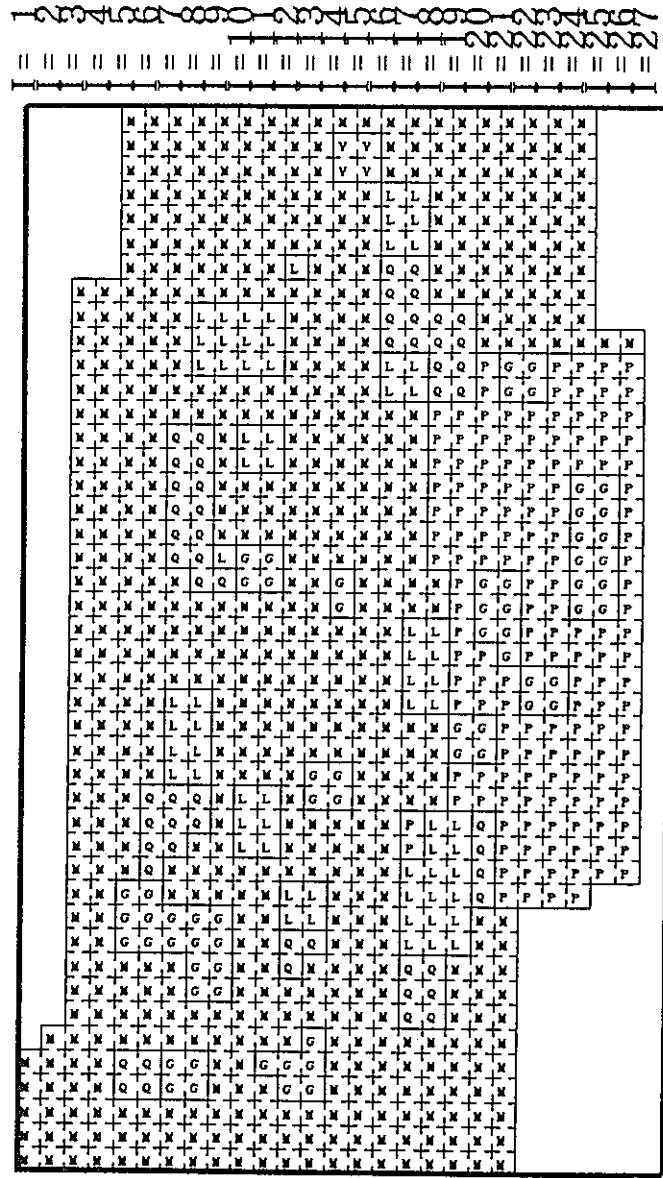
水平断面 (K = 6)

- P : 先新第三紀
- M : 中新世
- L : 鮮新世
- Q : 第四紀
- G : 深成岩
- V : 火山岩
- X : 深部 (P)
- Z : 深部 (G)

図 3.3(c) 岩体の物理特性の設定図 (k=5, 6)



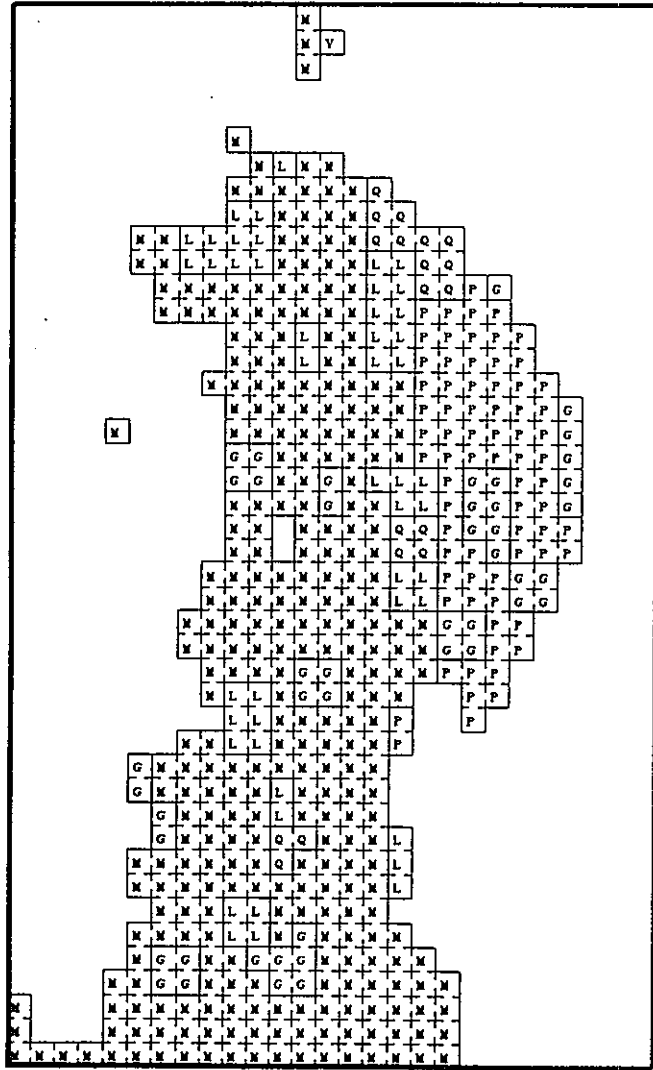
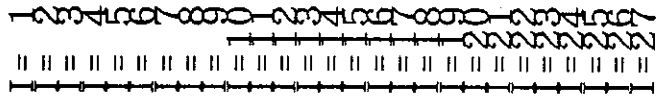
水平断面 (K = 7)



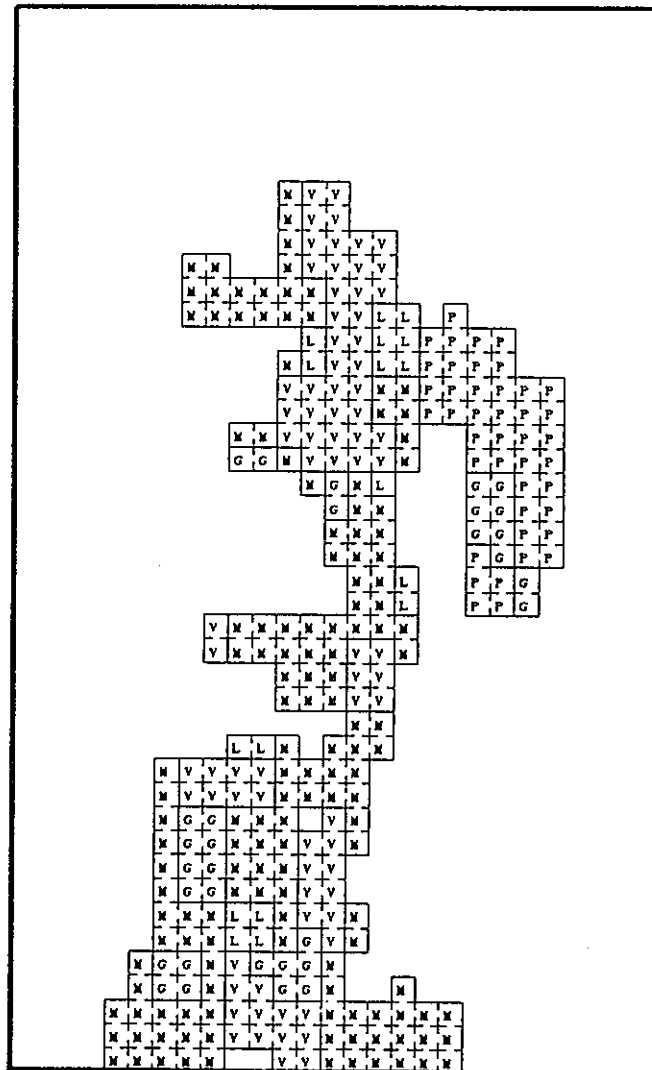
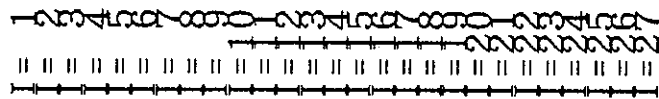
水平断面 (K = 8)

- P : 先新第三紀
- M : 中新世
- L : 鮮新世
- Q : 第四紀
- G : 深成岩
- V : 火山岩
- X : 深部 (P)
- Z : 深部 (G)

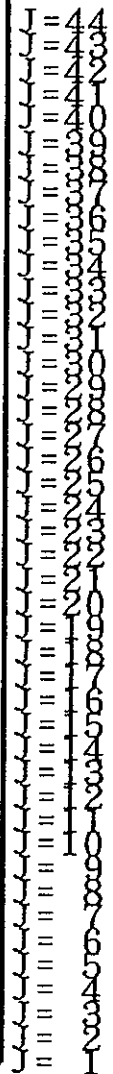
図 3.3(d) 岩体の物理特性の設定図 (k=7, 8)



水平断面 (K = 9)

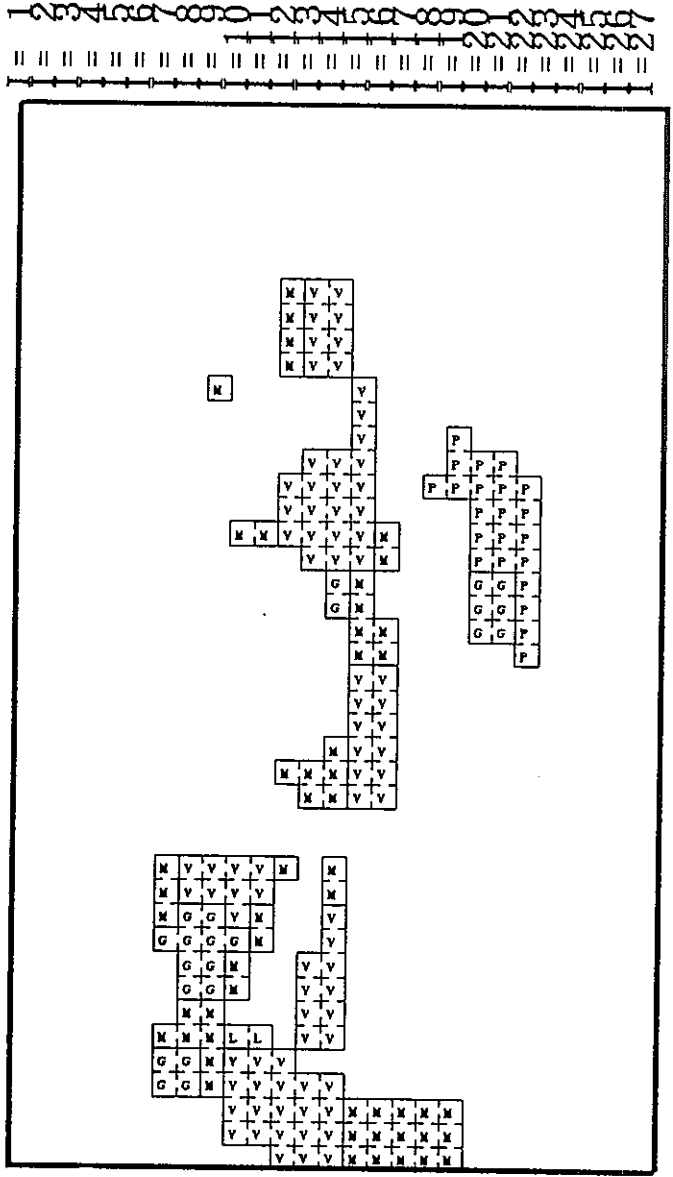


水平断面 (K = 10)

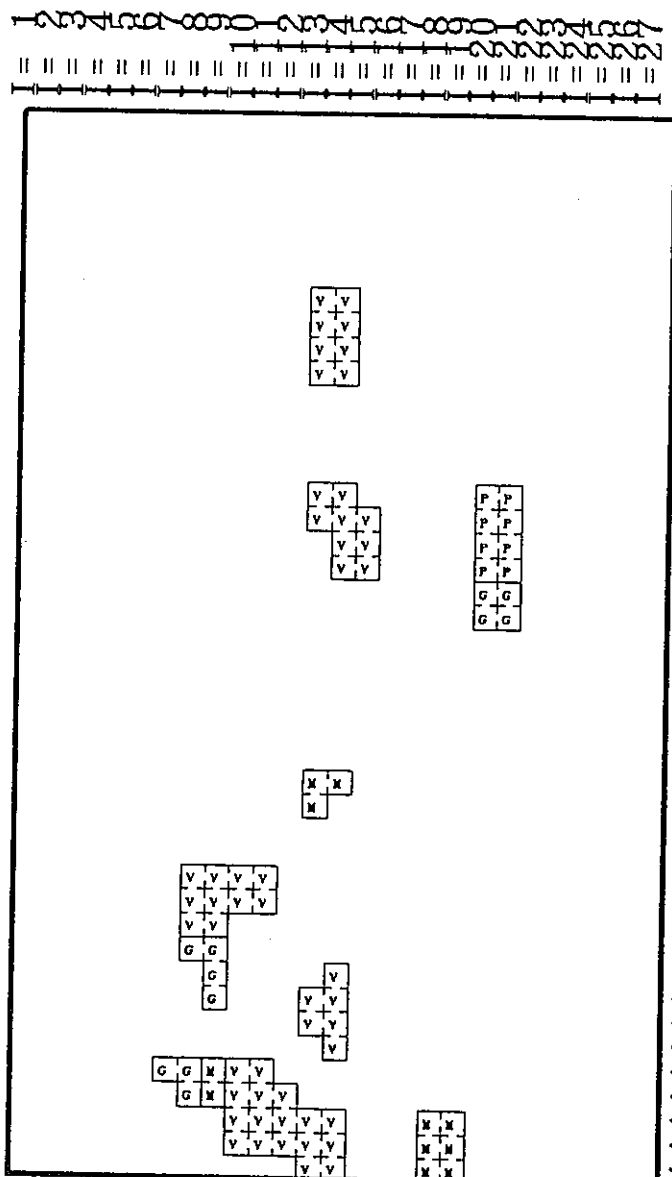


- P : 先新第三紀
- M : 中新世
- L : 鮮新世
- Q : 第四紀
- G : 深成岩
- V : 火山岩
- X : 深部 (P)
- Z : 深部 (G)

図 3.3(e) 岩体の物理特性の設定図 (k=9.10)



水平断面 ( K = 1 1 )

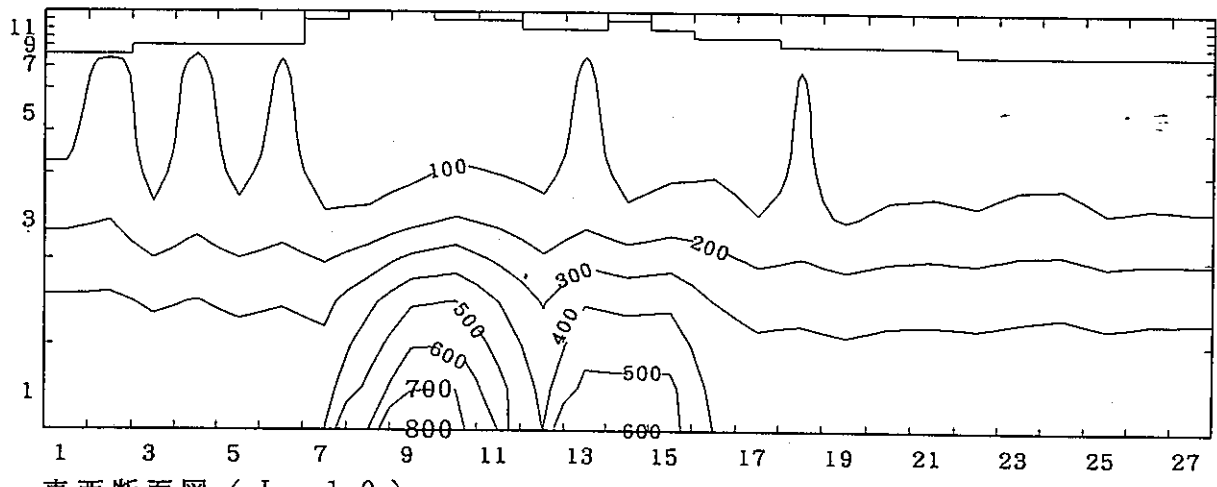


水平断面 ( K = 1 2 )

- P : 先新第三紀
- M : 中新世
- L : 鮮新世
- Q : 第四紀
- G : 深成岩
- V : 火山岩
- X : 深部 ( P )
- Z : 深部 ( G )

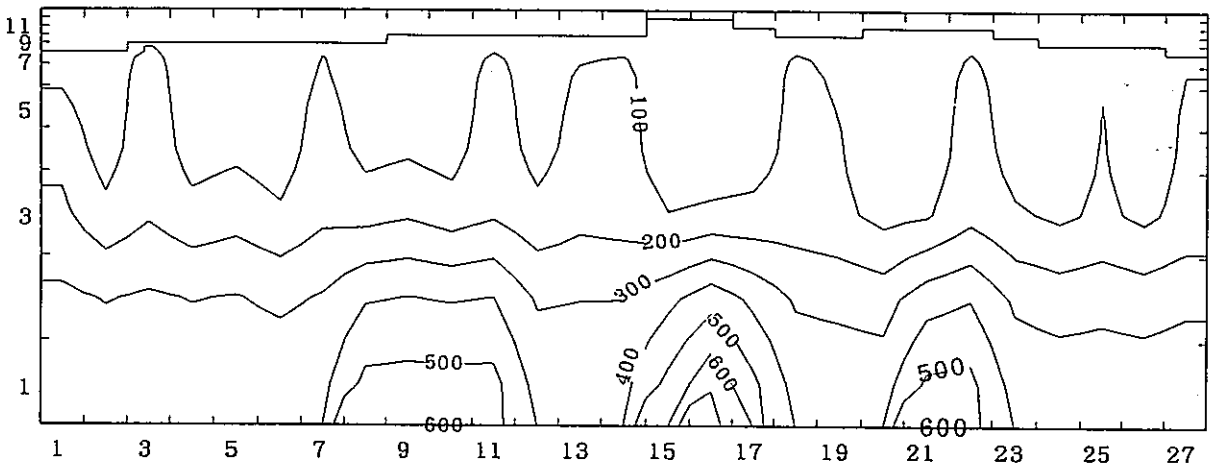
図 3.3(f) 岩体の物理特性の設定図 (k=11,12)

Z-DIRECTION



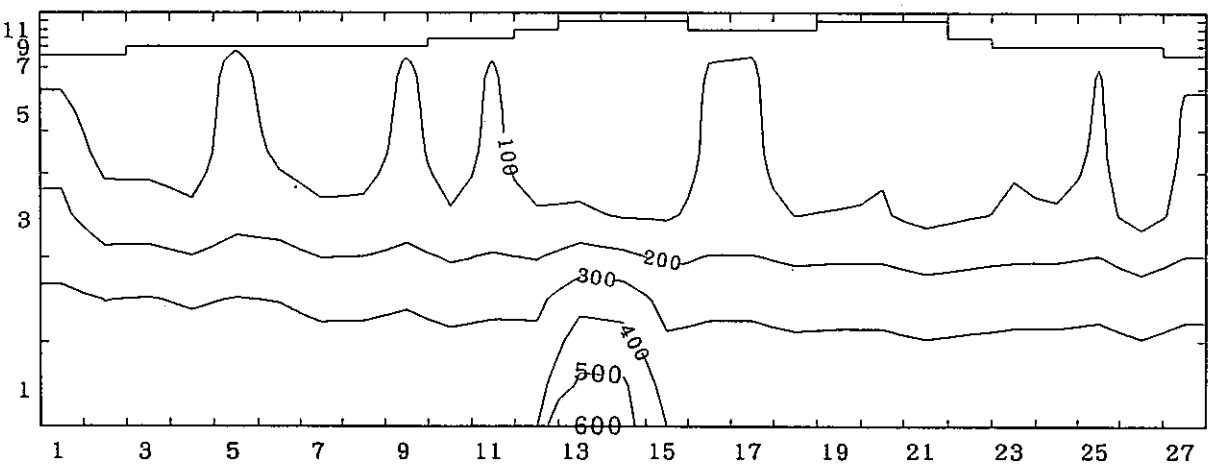
東西断面図 ( J = 10 )

Z-DIRECTION



東西断面図 ( J = 20 )

Z-DIRECTION



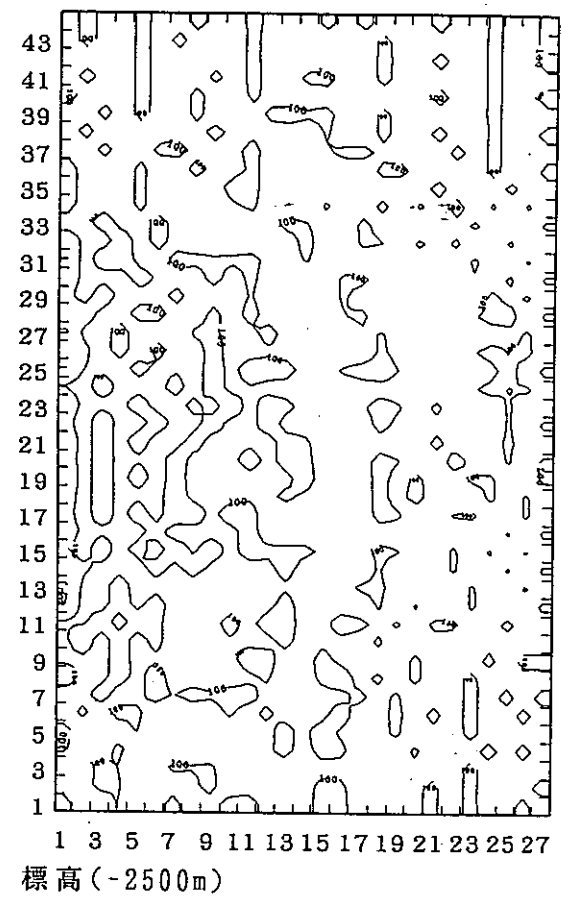
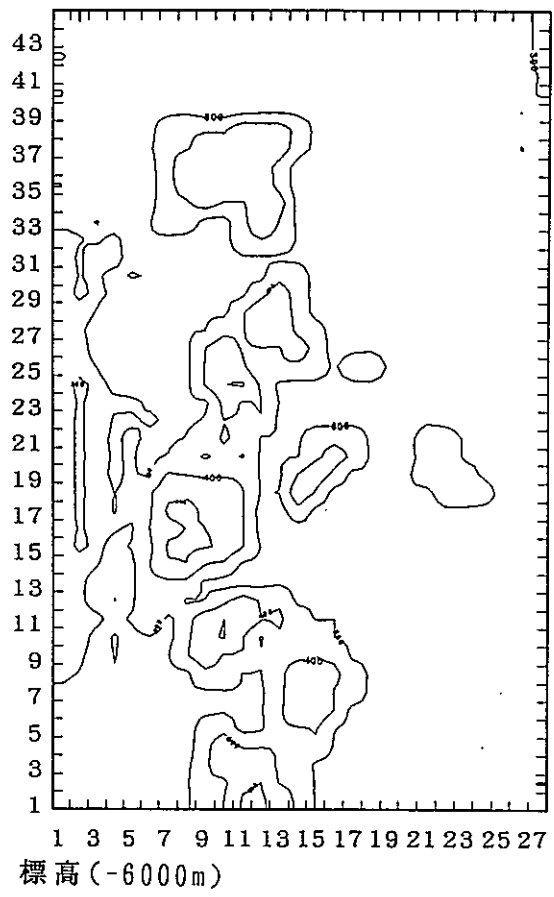
東西断面図 ( J = 30 )

X-DIRECTION

縦方向は 10 倍に拡大

図 3.4 解析モデル T1 の温度の東西断面図

Y-DIRECTION



Y-DIRECTION

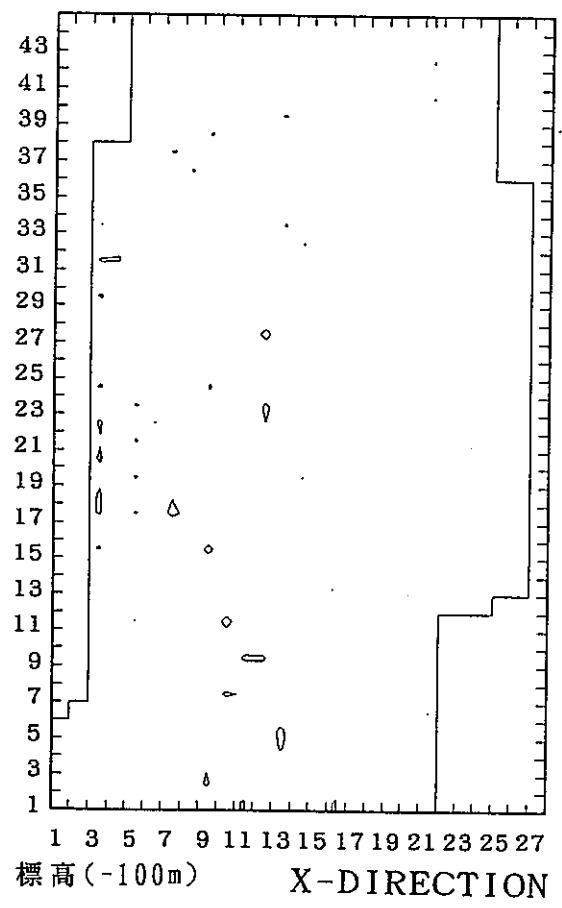
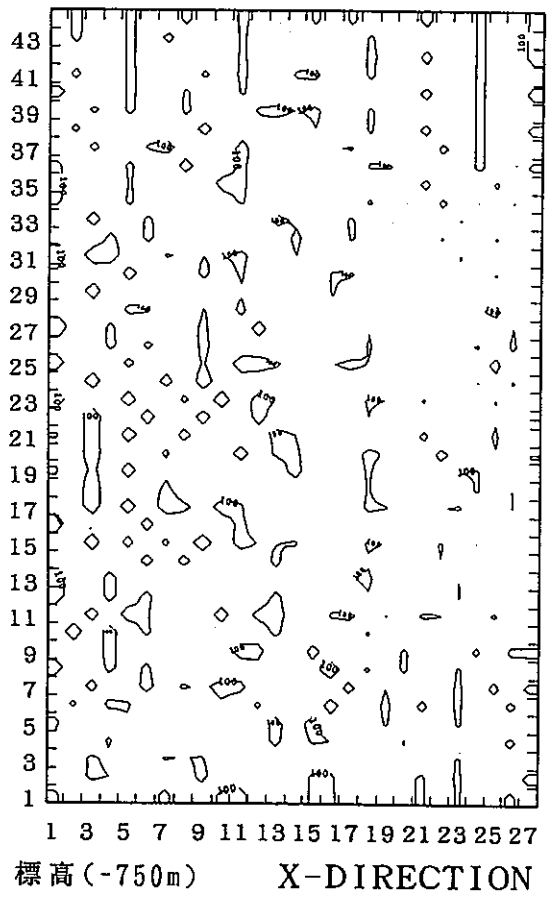
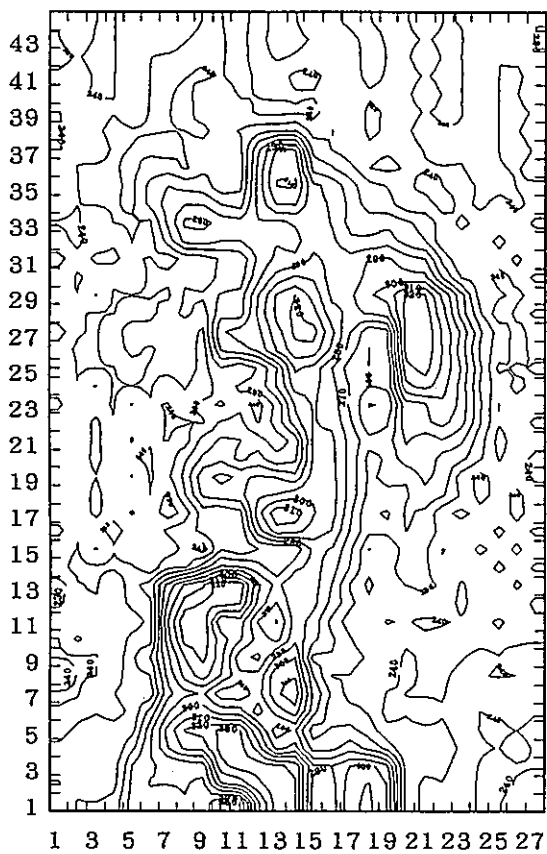
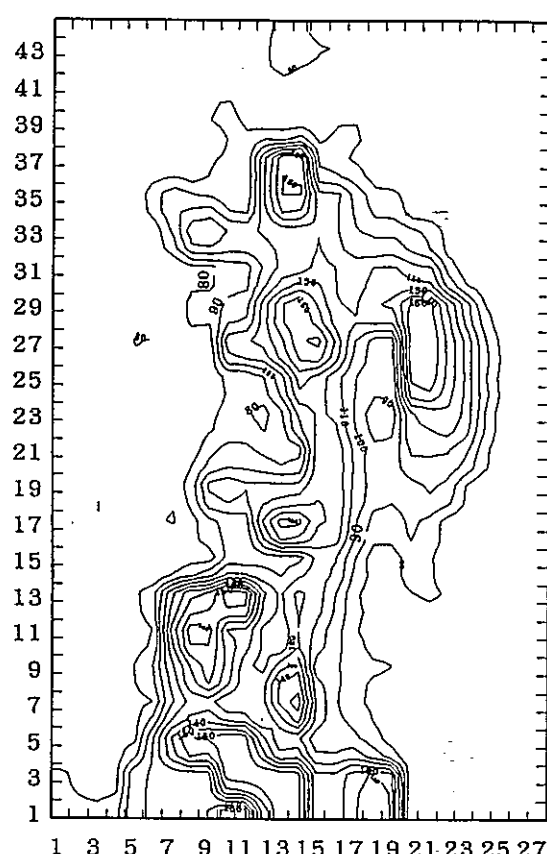


図 3.5 解析モデル T1 の温度の水平断面図

Y-DIRECTION

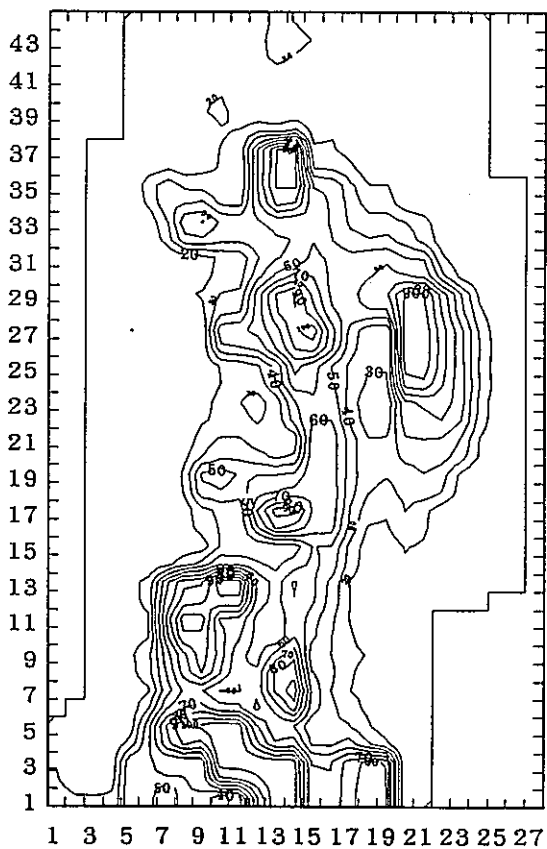


標高(-2500m)

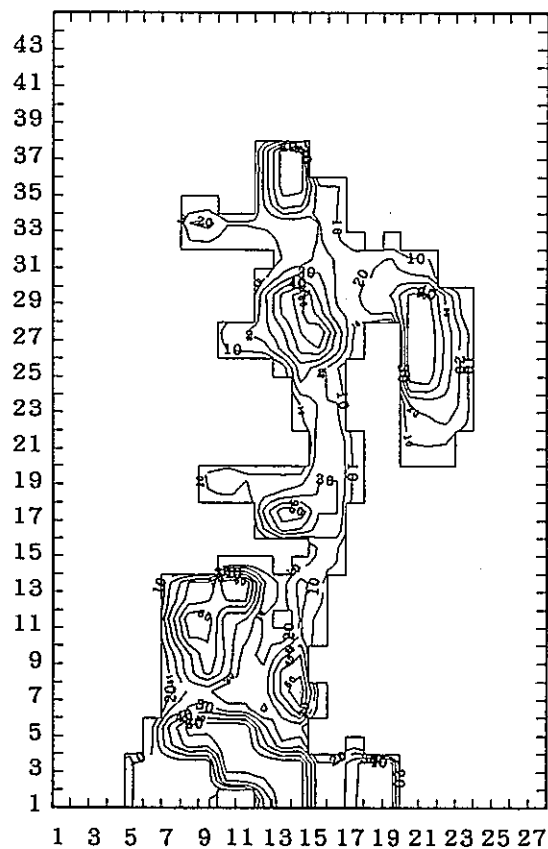


標高(-750m)

Y-DIRECTION

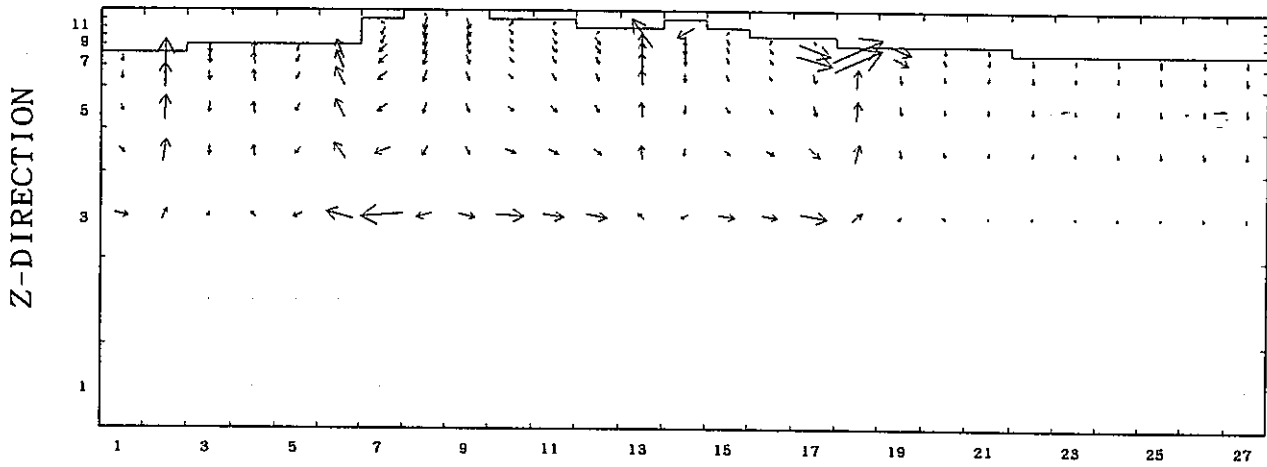


標高(-100m) X-DIRECTION

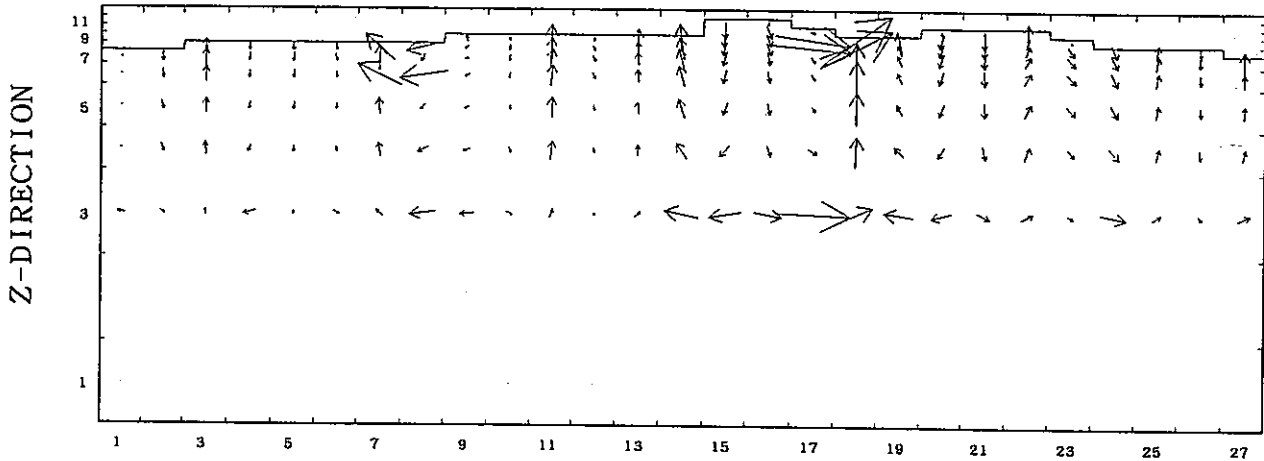


標高(+300m) X-DIRECTION

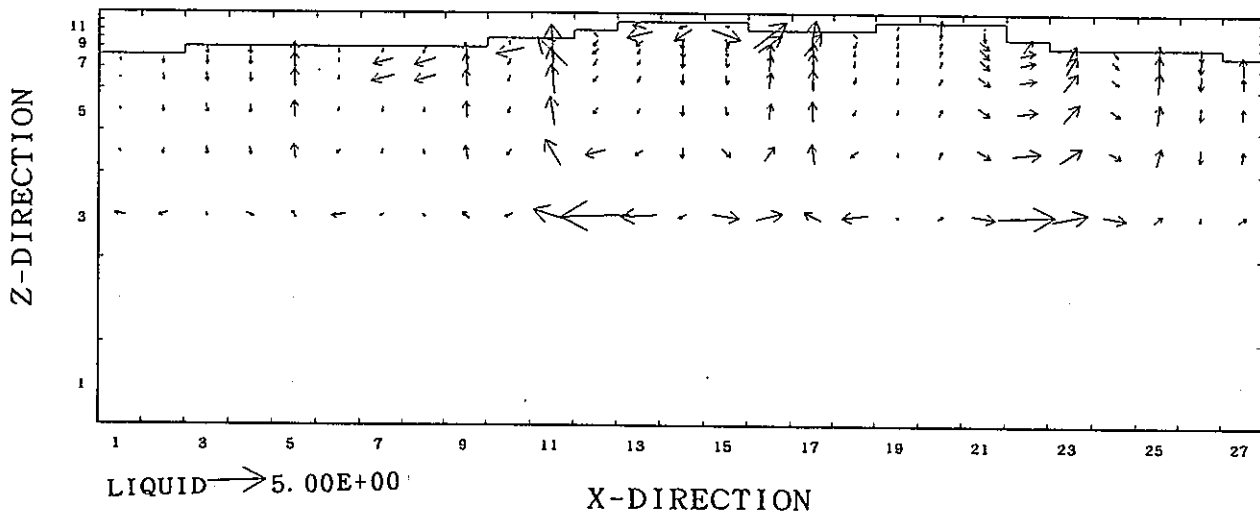
図 3.6 解析モデル T1 の圧力の水平断面図



東西断面図 ( J = 10 )



東西断面図 ( J = 20 )



東西断面図 ( J = 30 )

縦方向は 10 倍に拡大

図 3.7 解析モデル T1 の流れの東西断面図



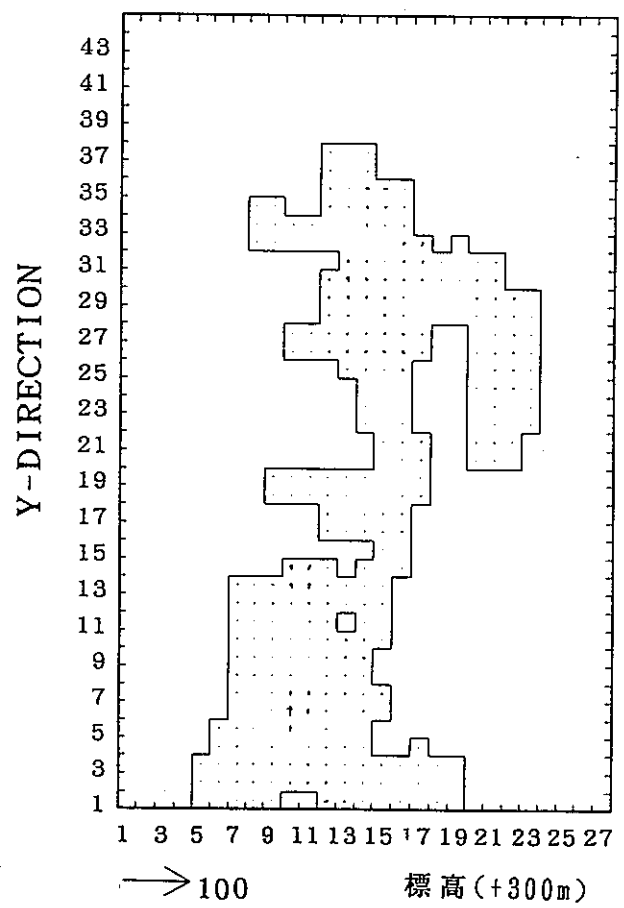
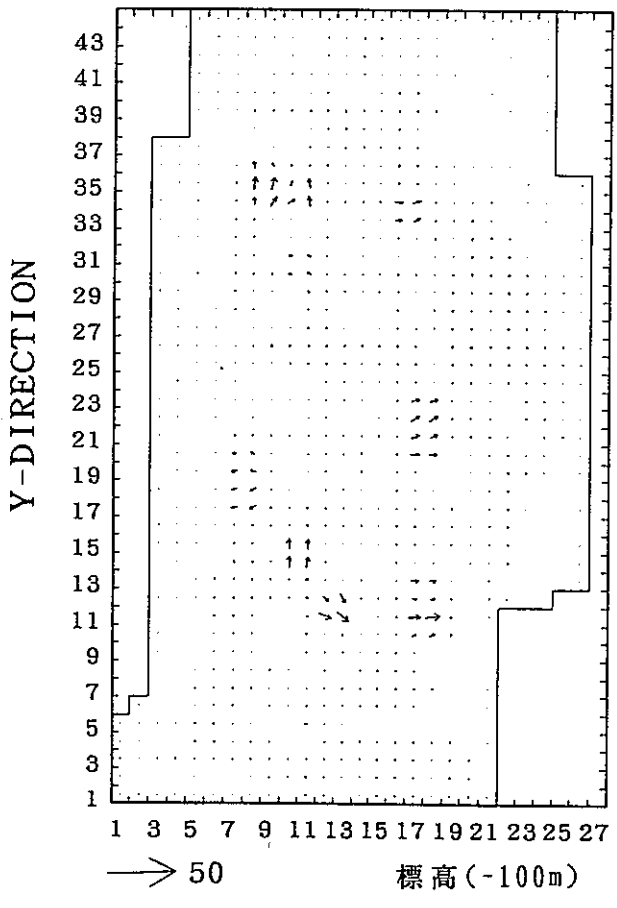
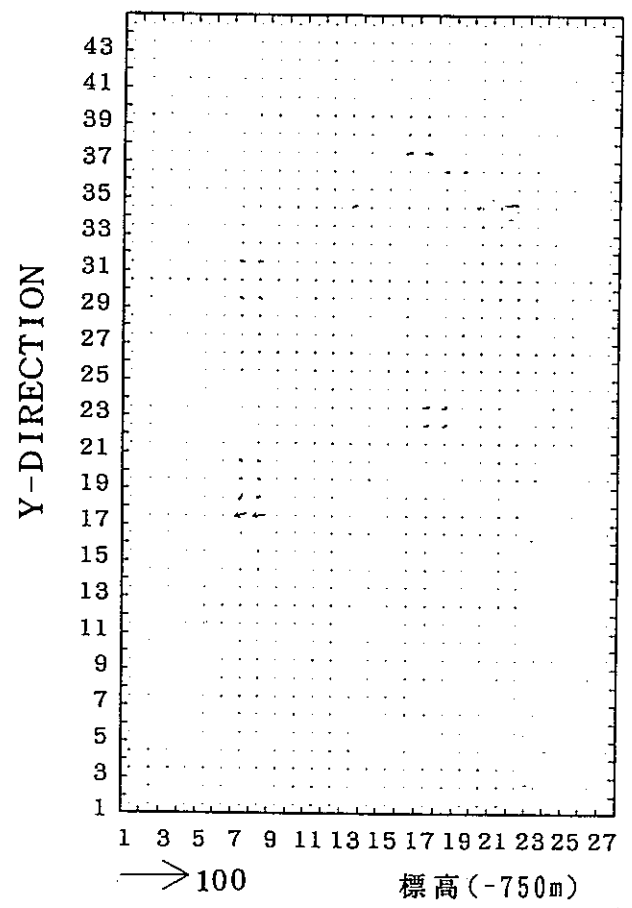
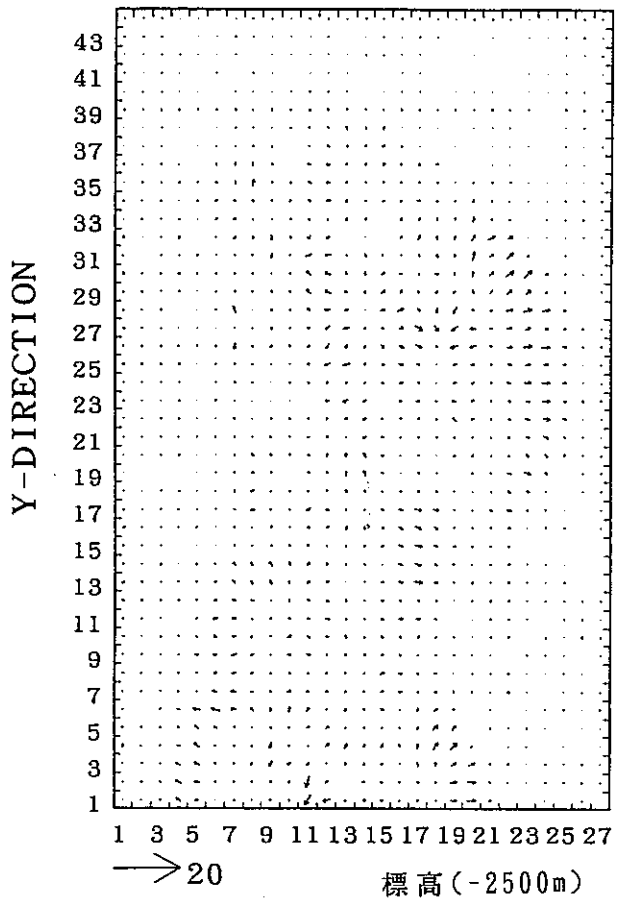
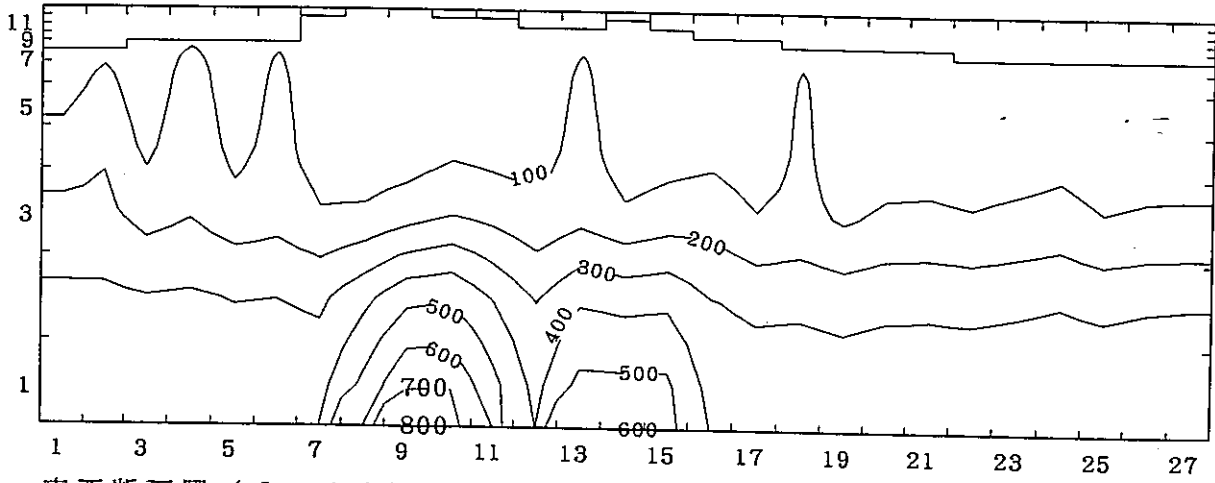


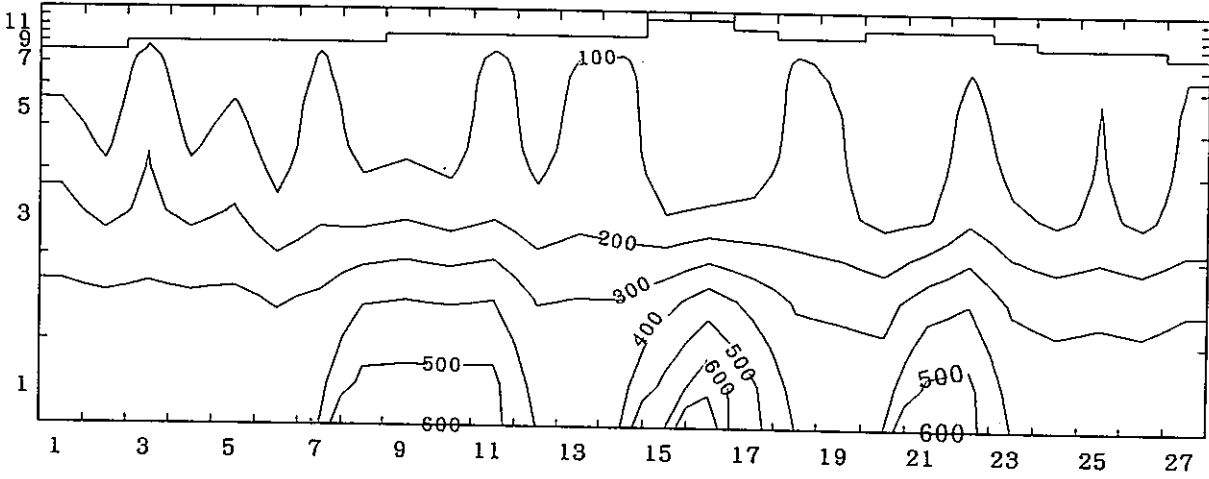
図 3.8 解析モデル T1 の流れの水平断面図

Z-DIRECTION



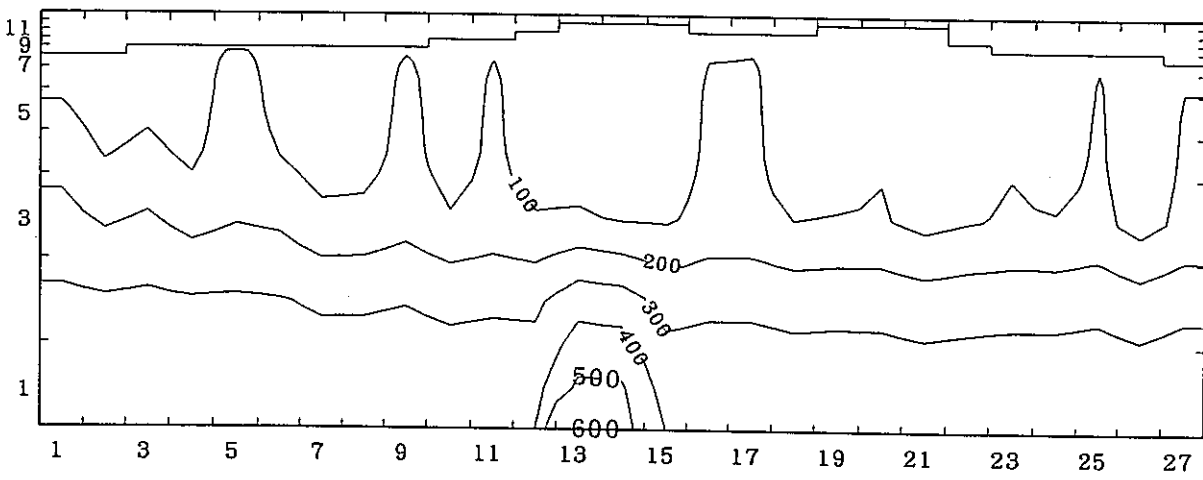
東西断面図 ( J = 10 )

Z-DIRECTION



東西断面図 ( J = 20 )

Z-DIRECTION



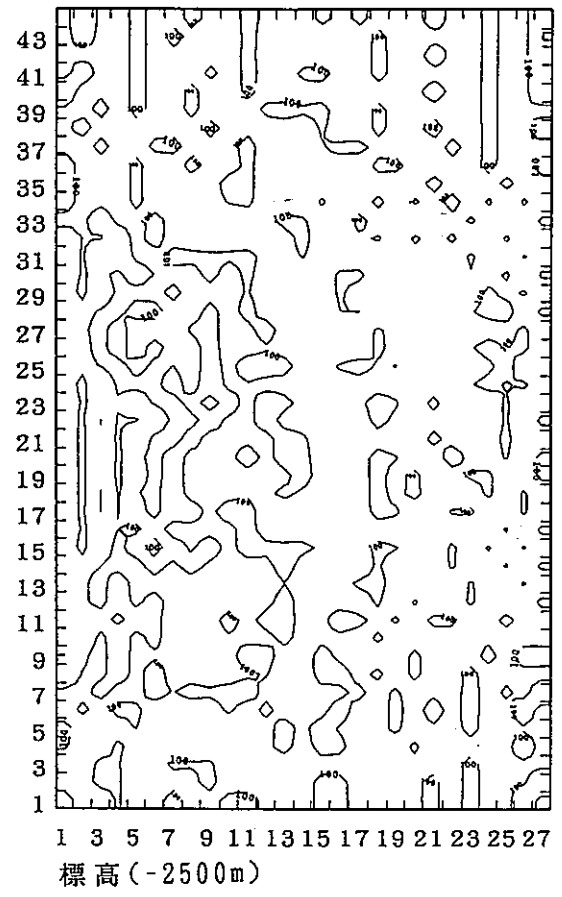
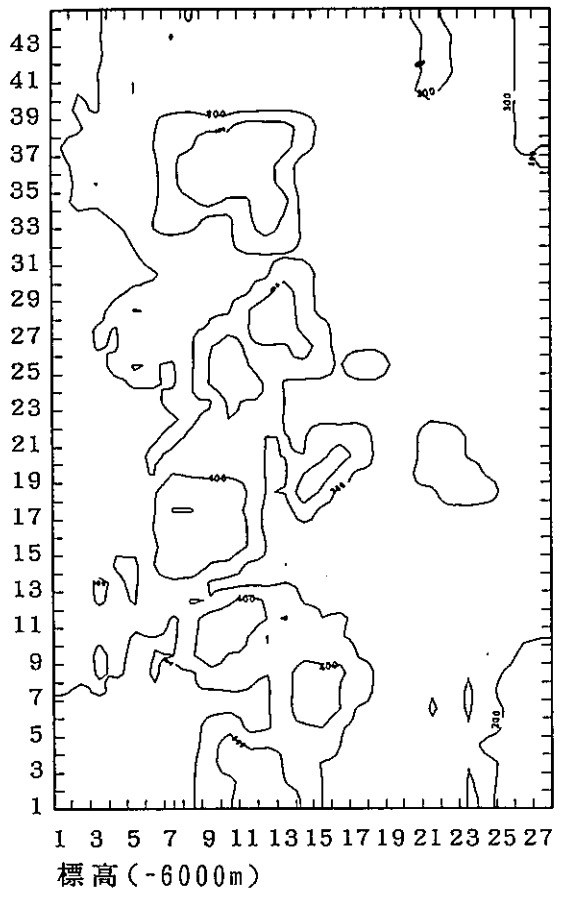
東西断面図 ( J = 30 )

X-DIRECTION

縦方向は 10 倍に拡大

図 3.9 解析モデル T2 の温度の東西断面図

Y-DIRECTION



Y-DIRECTION

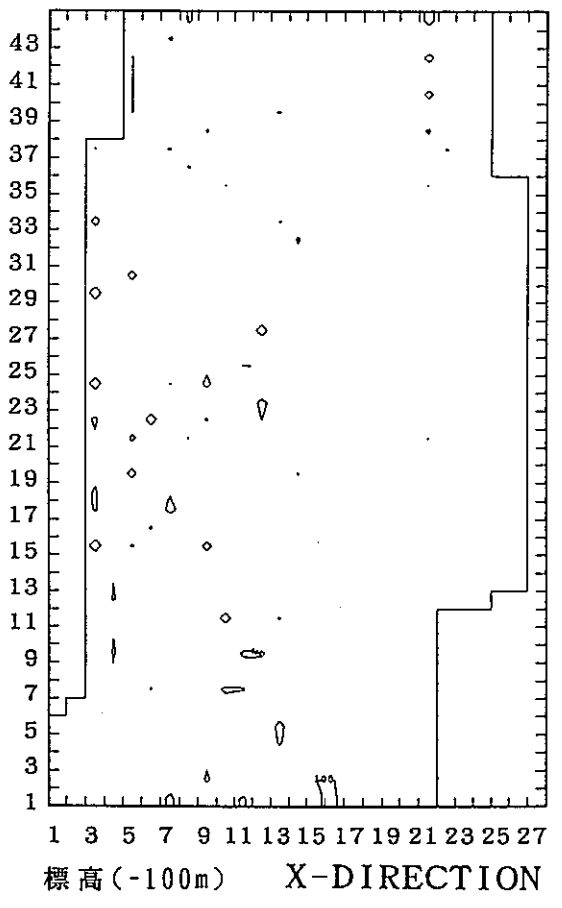
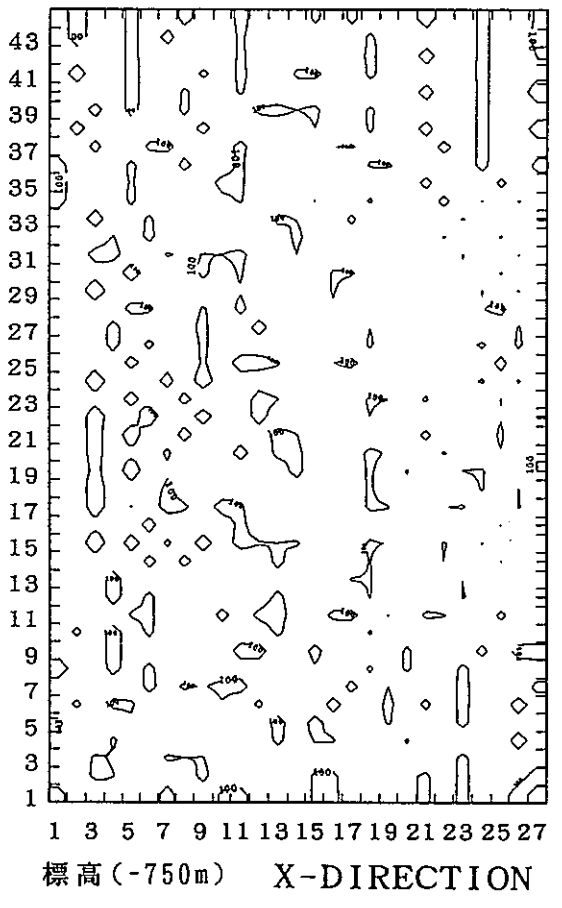
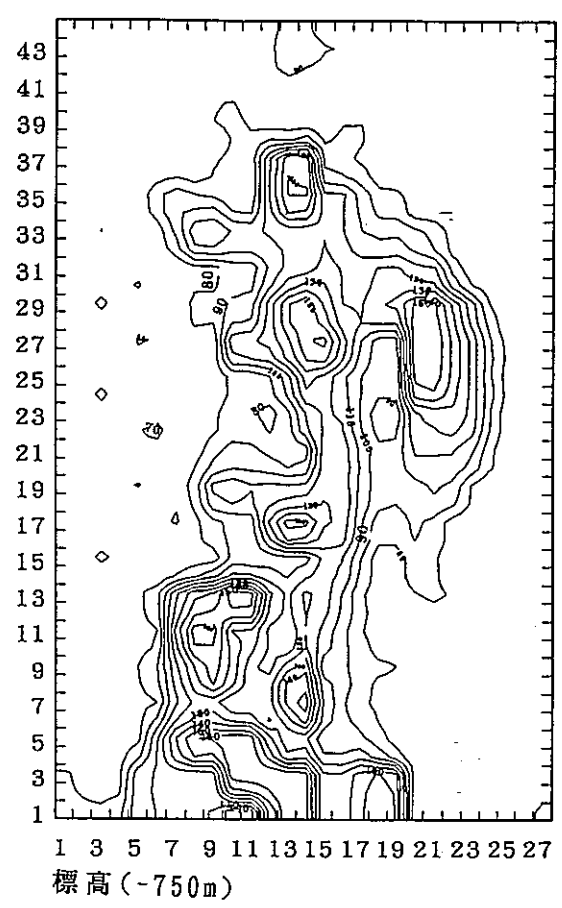
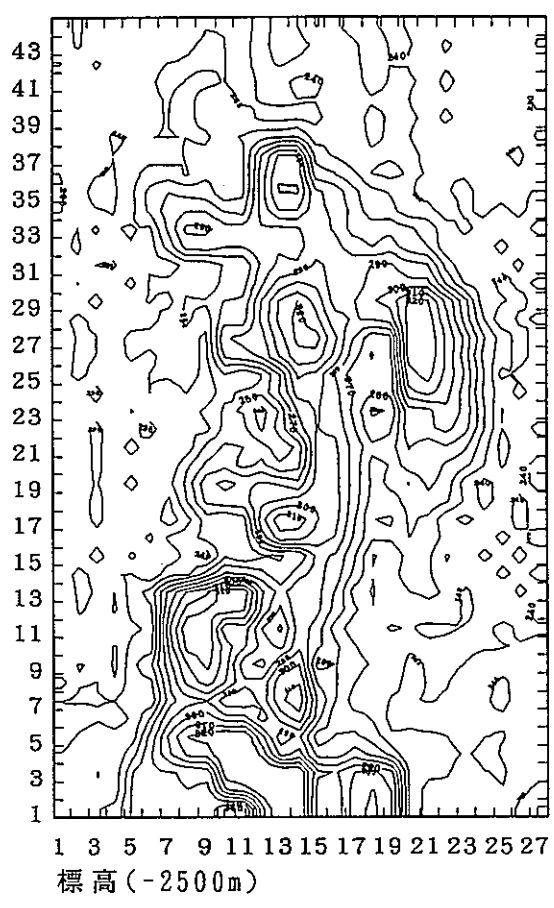


図 3.10 解析モデル T2 の温度の水平断面図

Y-DIRECTION



Y-DIRECTION

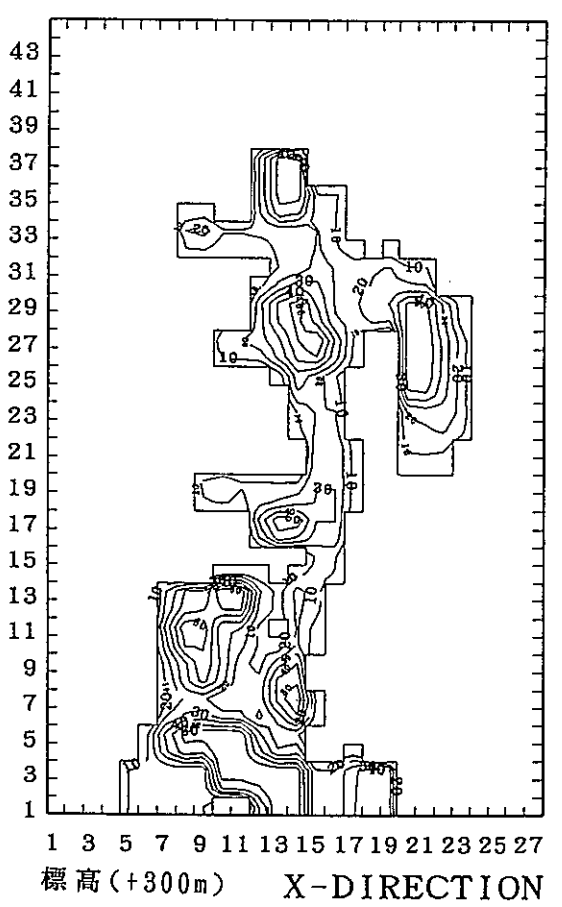
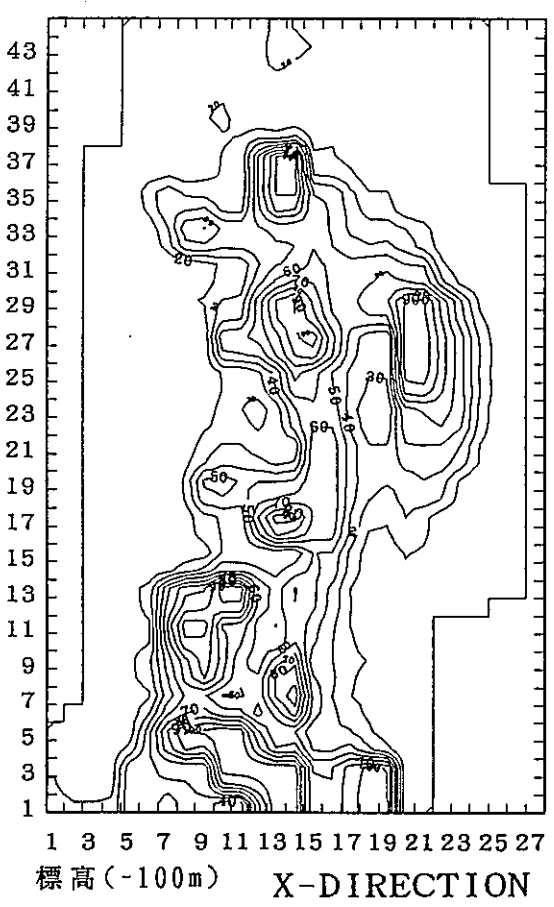
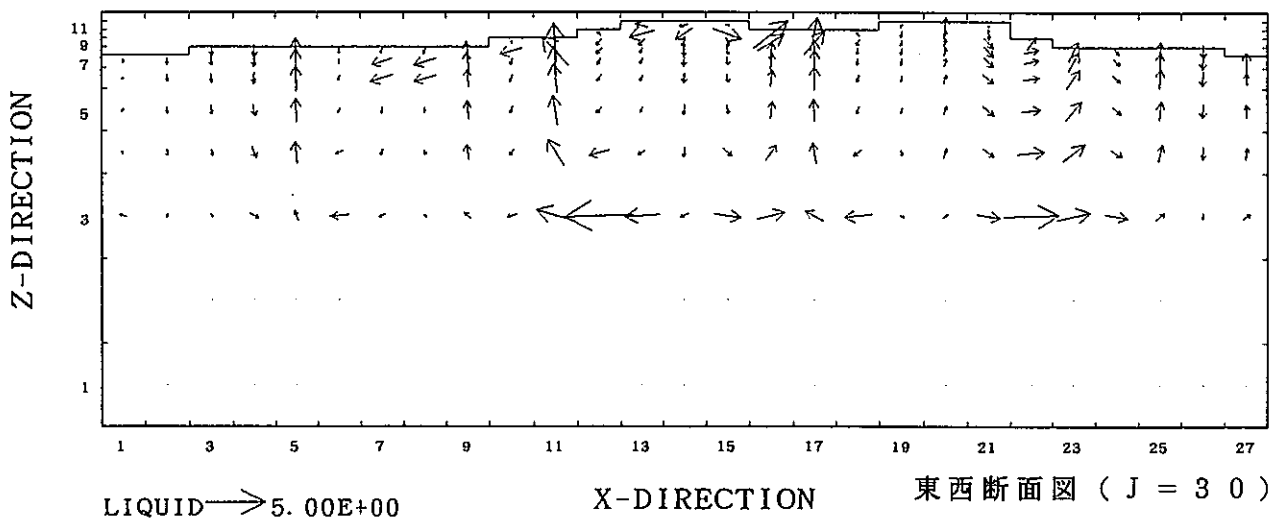
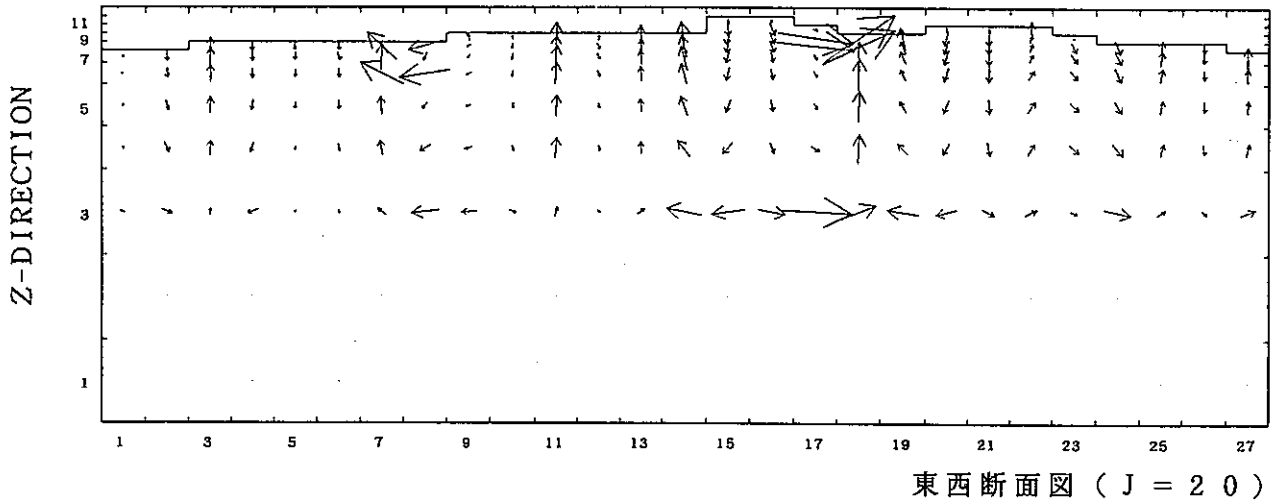
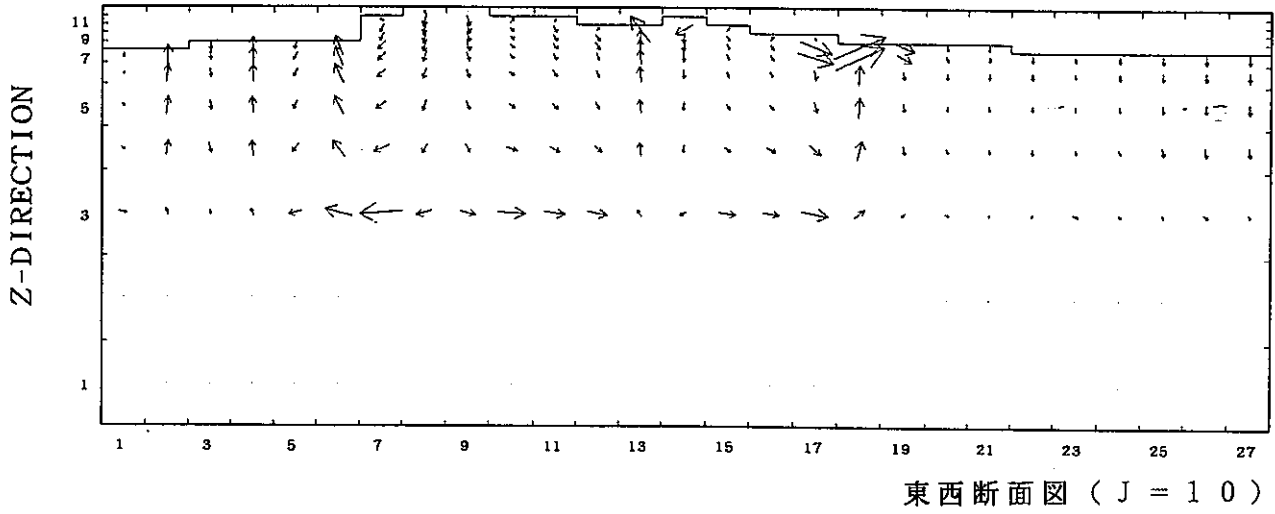


図 3.11 解析モデル T2 の圧力の水平断面図



縦方向は 10 倍に拡大

図 3.12 解析モデル T2 の流れの東西断面図

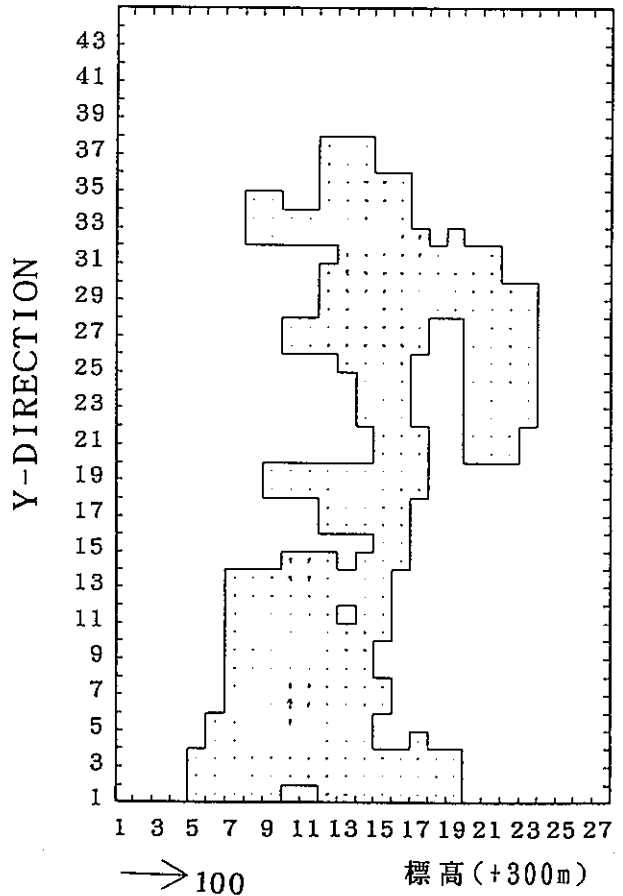
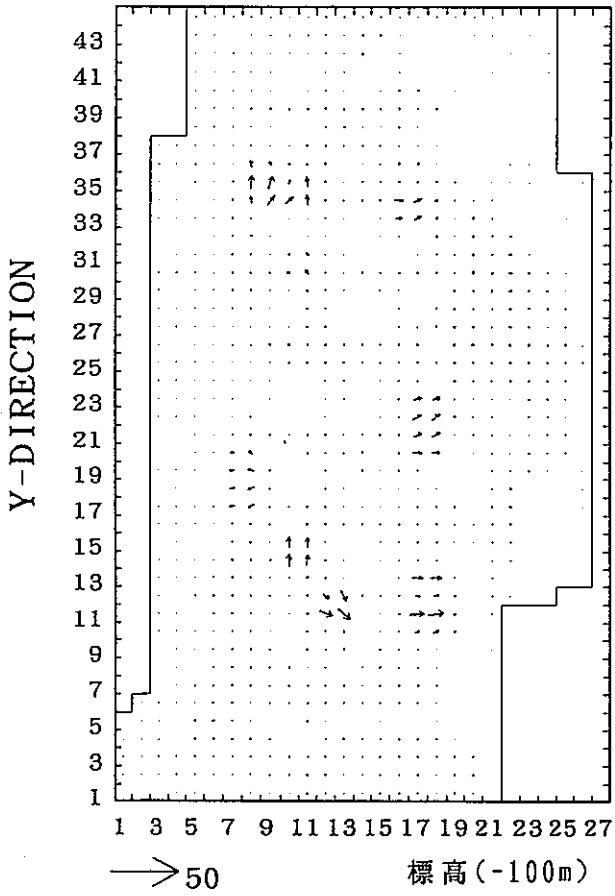
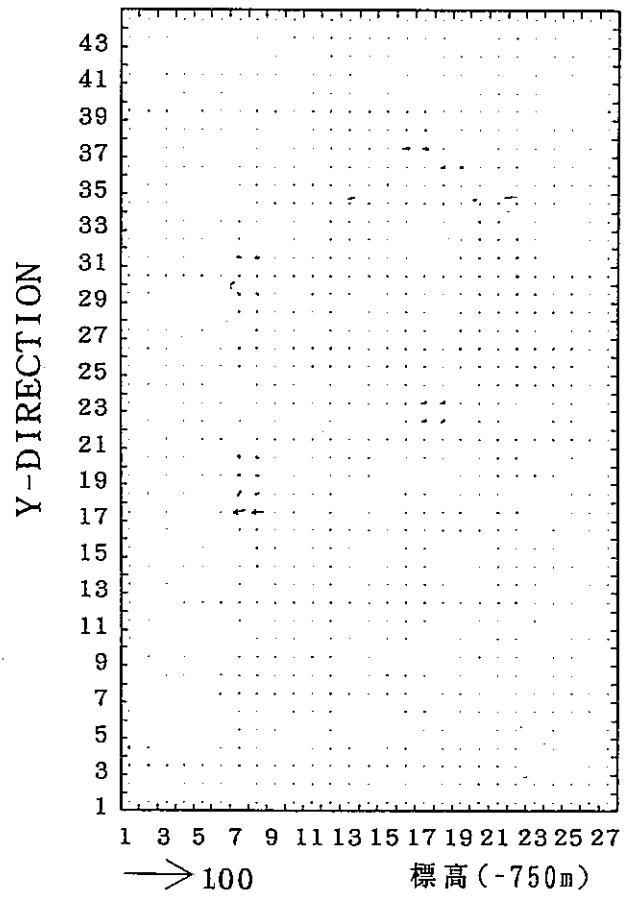
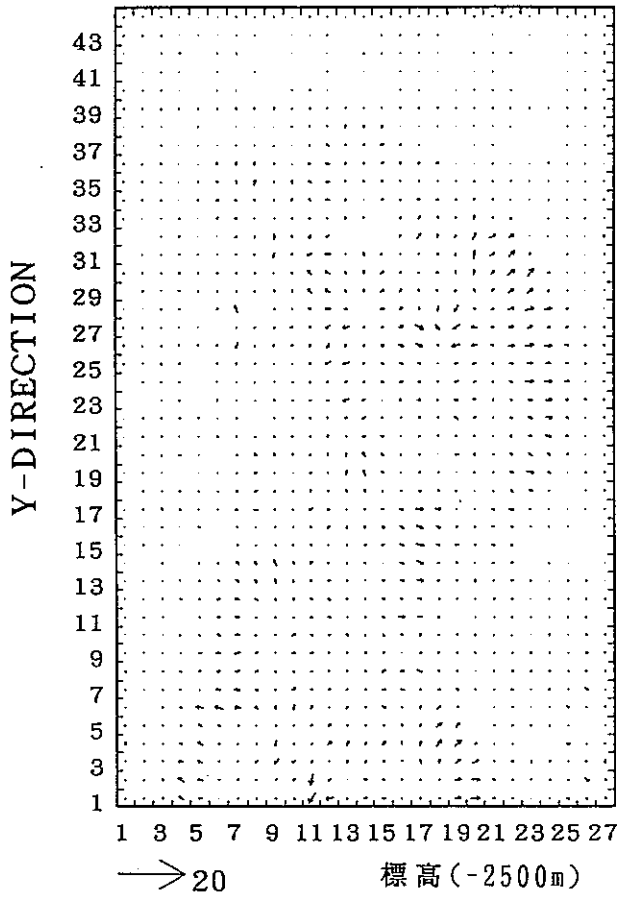
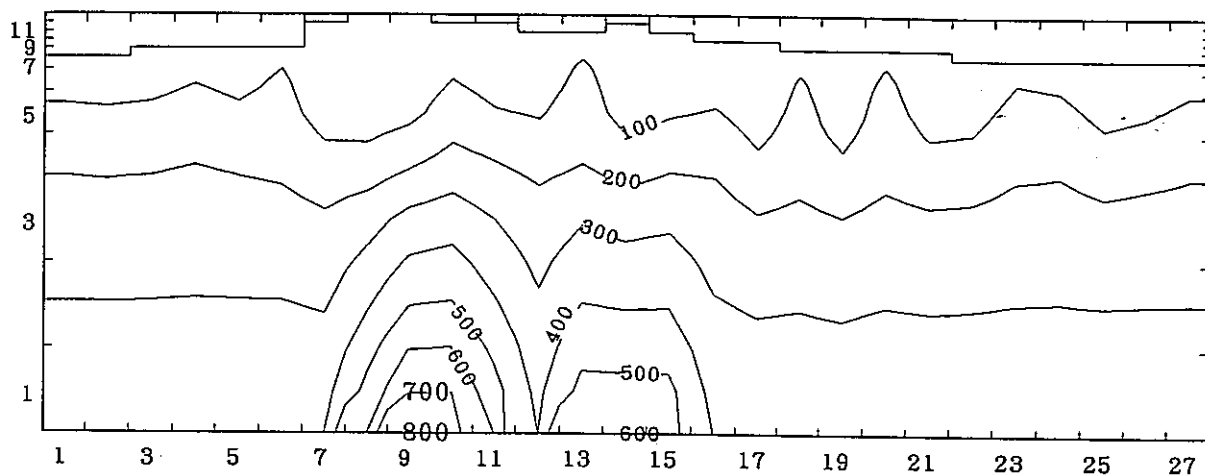


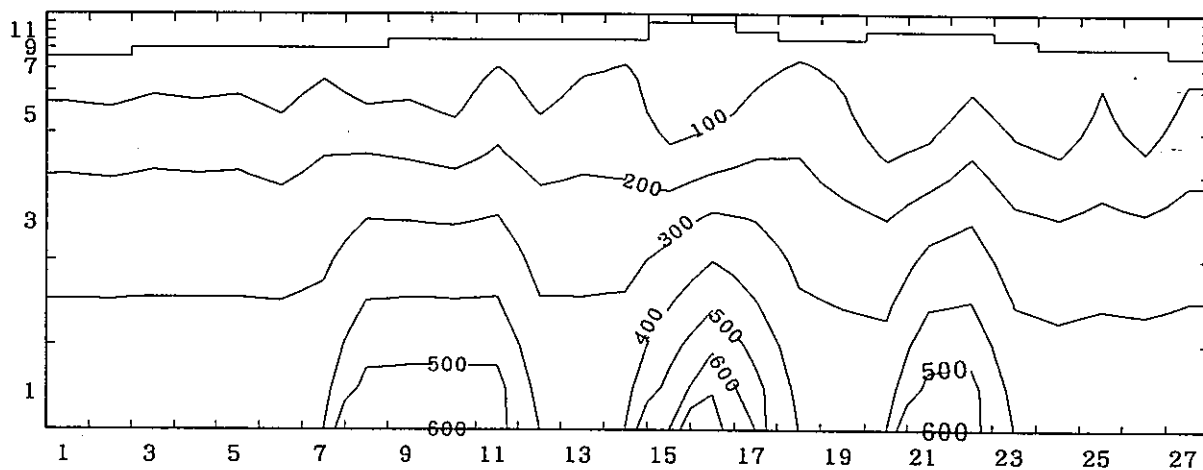
図 3.13 解析モデル T2 の流れの水平断面図

Z-DIRECTION



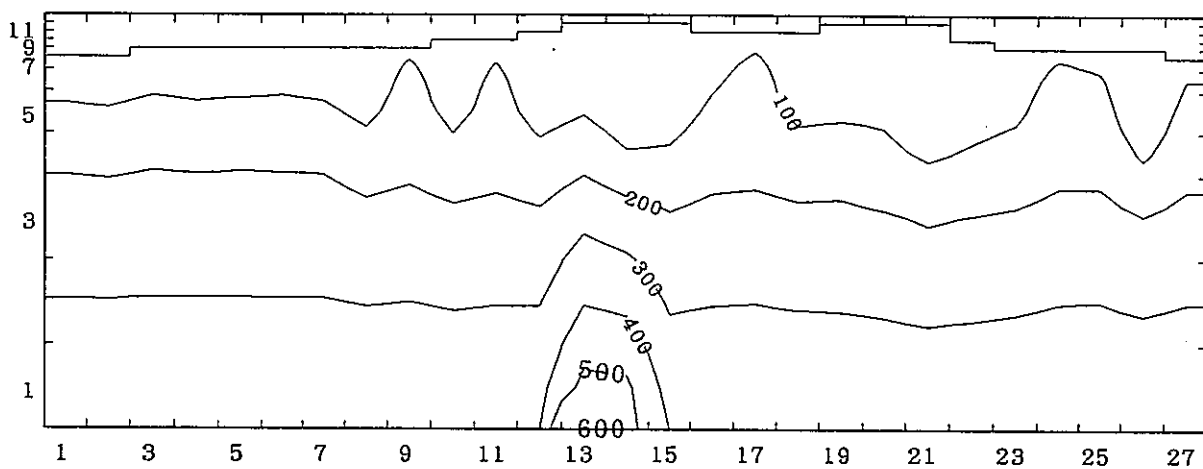
東西断面図 ( J = 1 0 )

Z-DIRECTION



東西断面図 ( J = 2 0 )

Z-DIRECTION



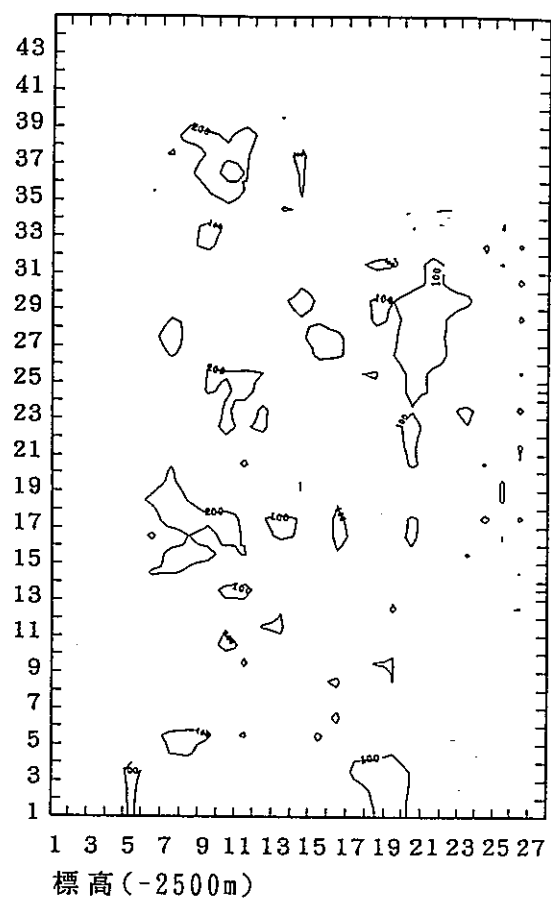
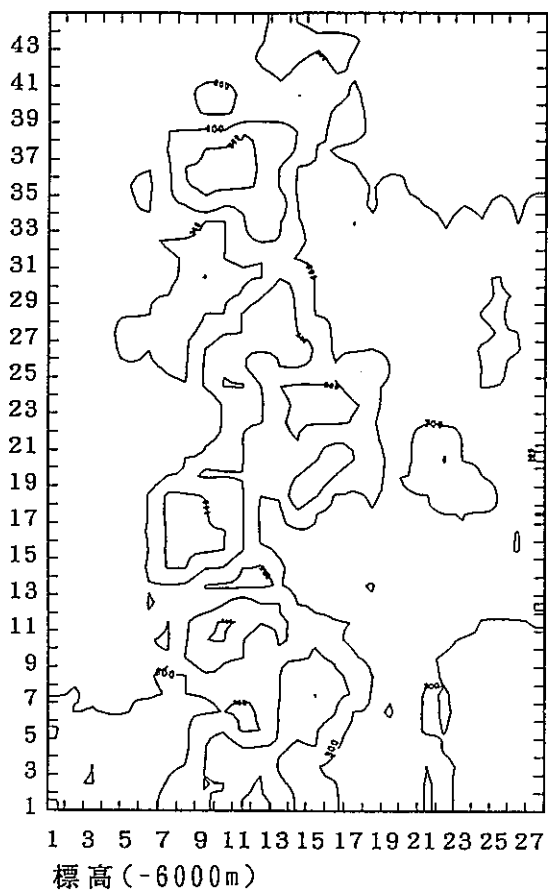
東西断面図 ( J = 3 0 )

X-DIRECTION

縦方向は 1 0 倍に拡大

図 3.14 解析モデル T3 の温度の東西断面図

Y-DIRECTION



Y-DIRECTION

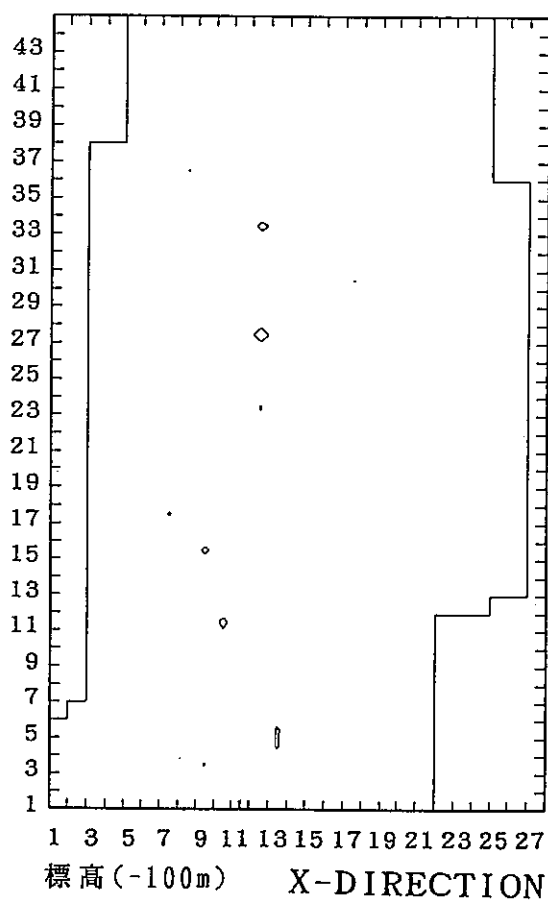
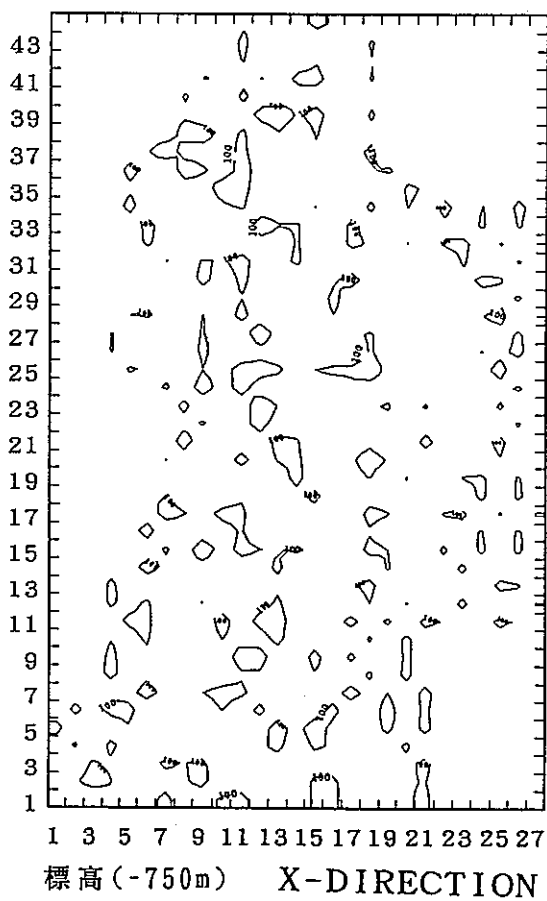
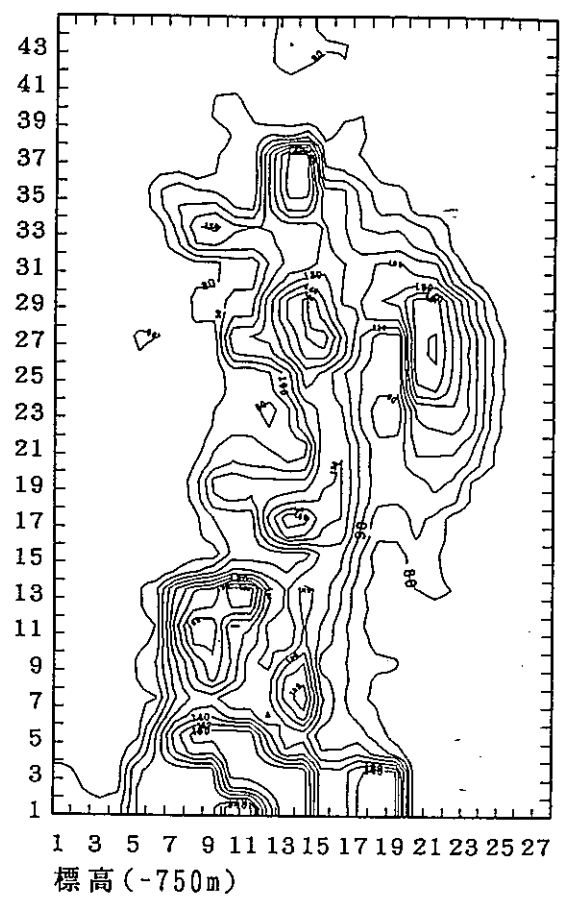
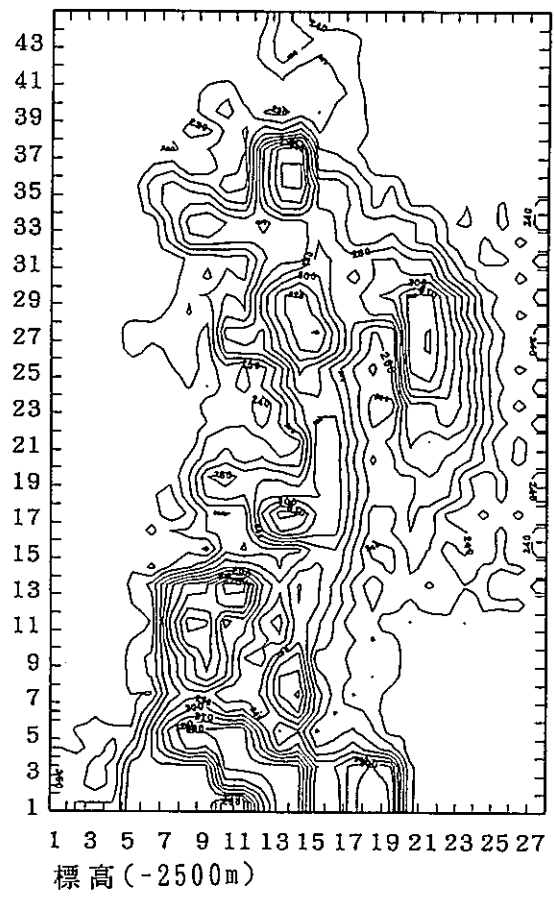


図 3.15 解析モデル T3 の温度の水平断面図



Y-DIRECTION



Y-DIRECTION

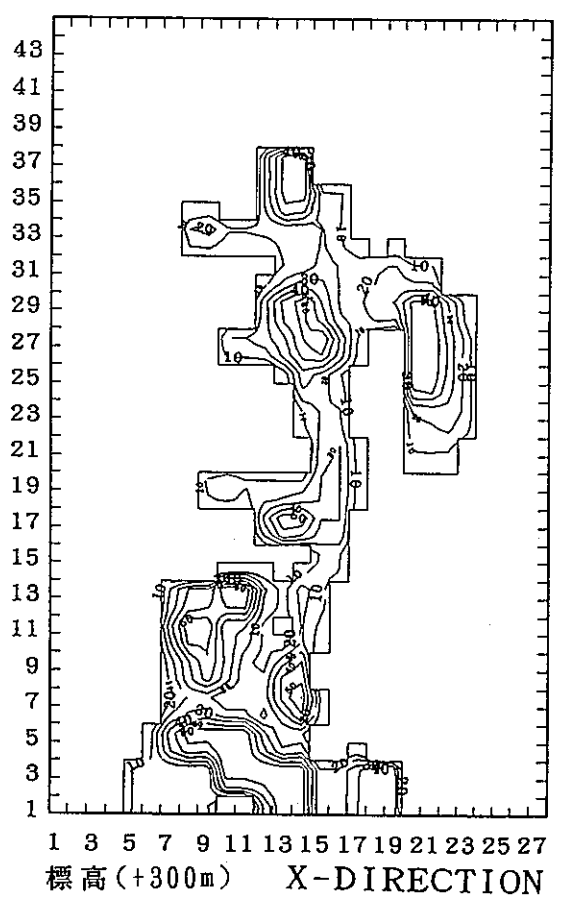
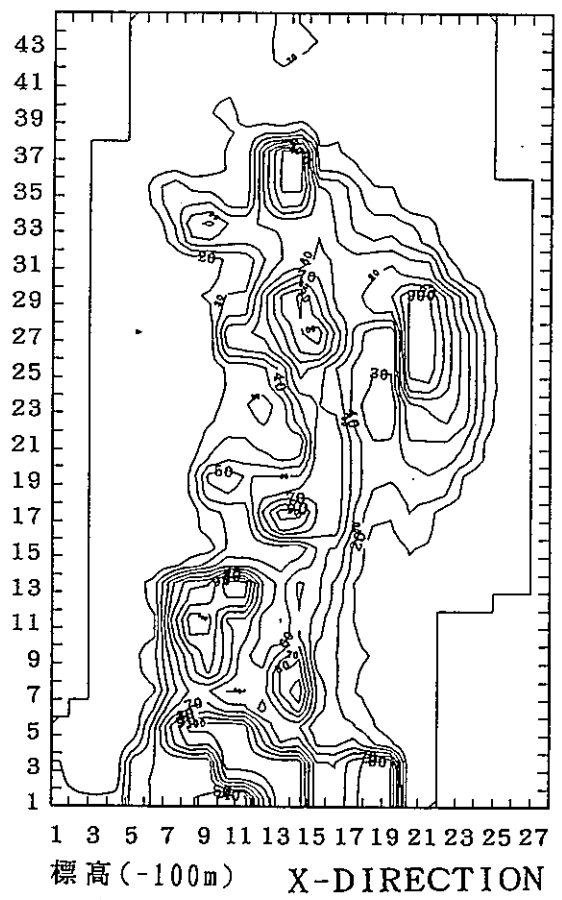
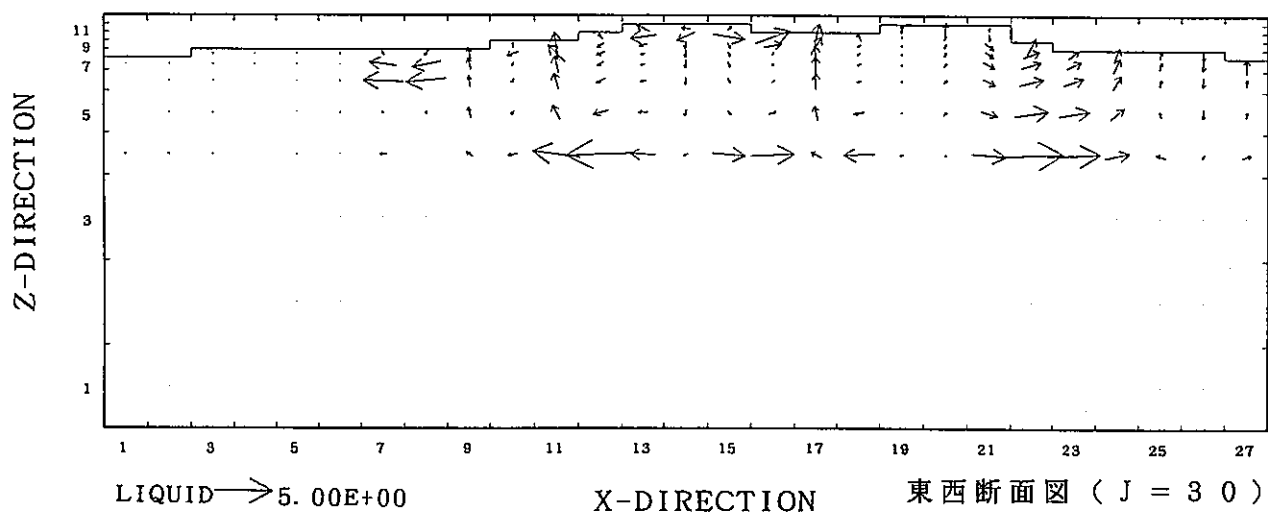
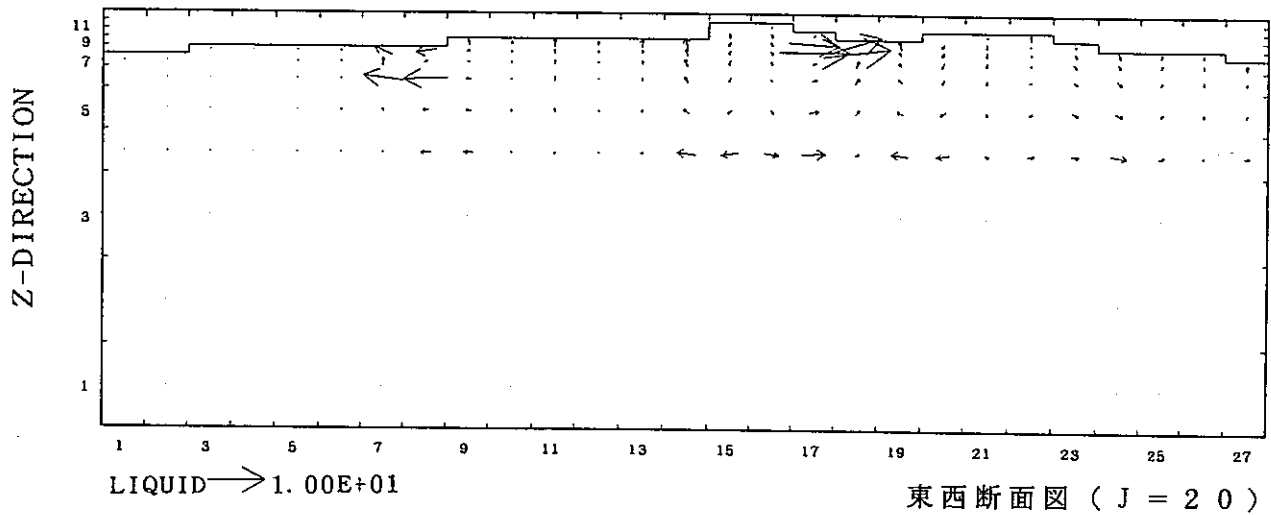
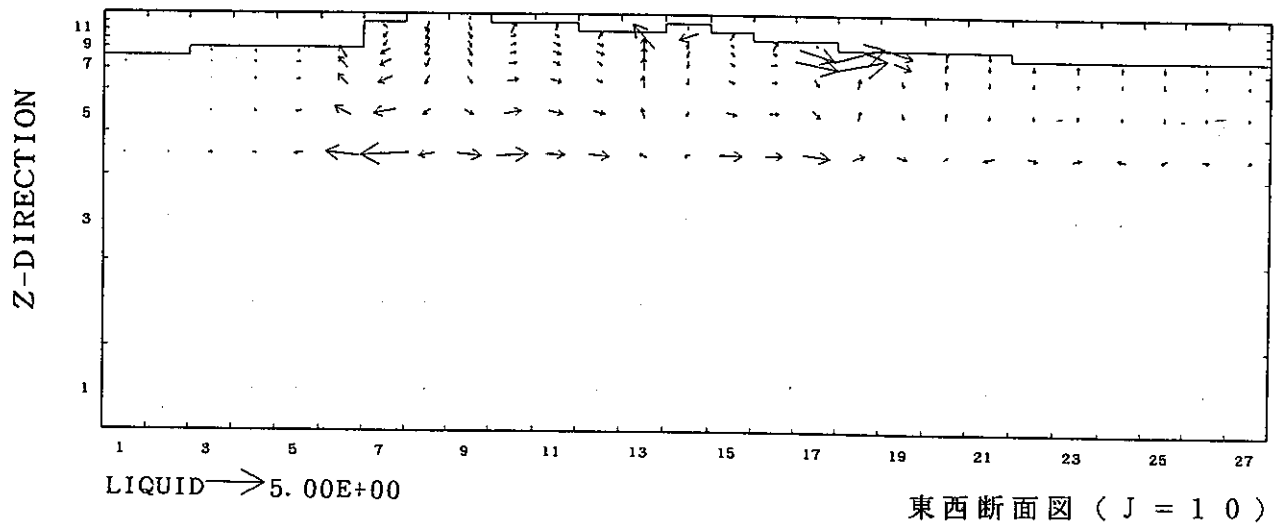


図 3.16 解析モデル T3 の圧力の水平断面図



縦方向は 1 0 倍に拡大

図 3.17 解析モデル T3 の流れの東西断面図

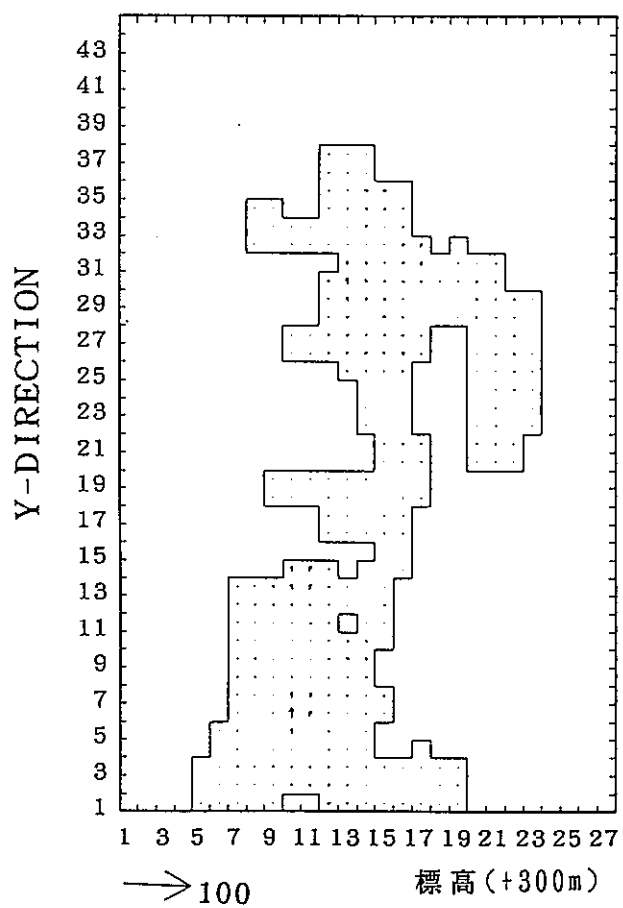
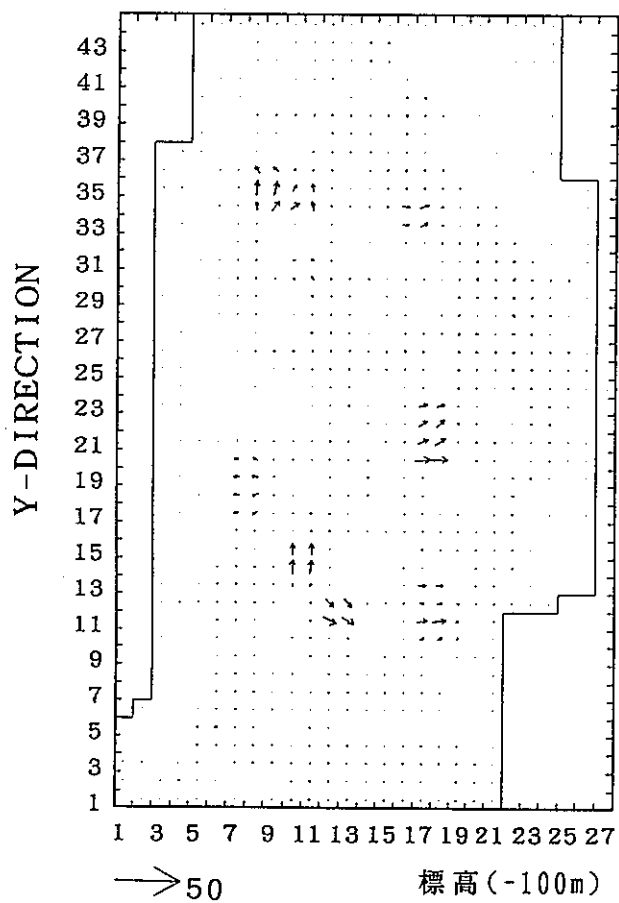
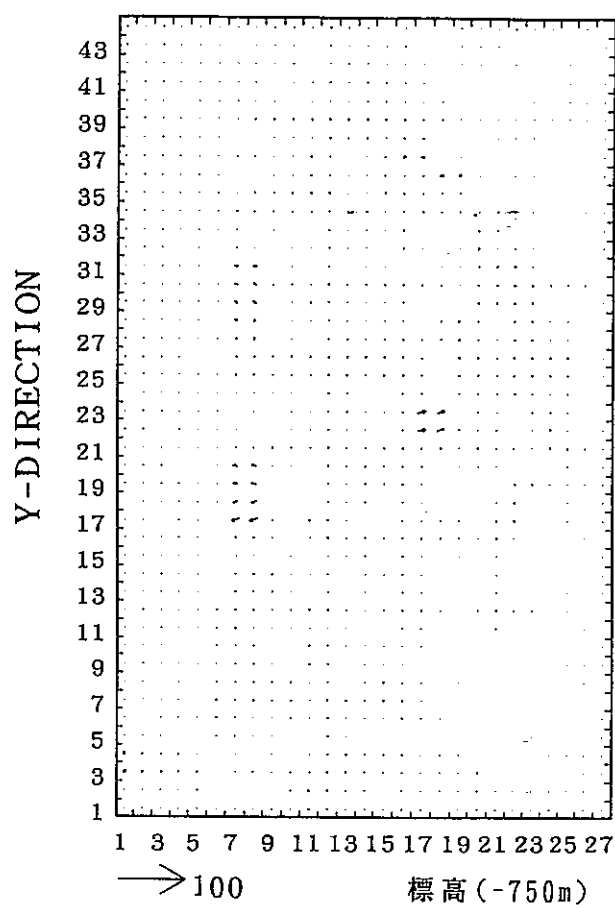
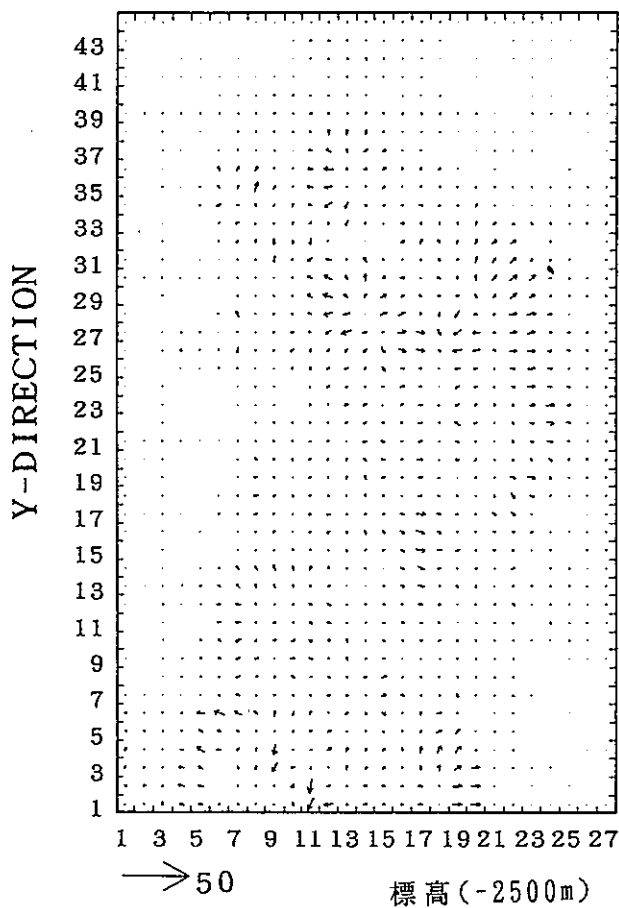
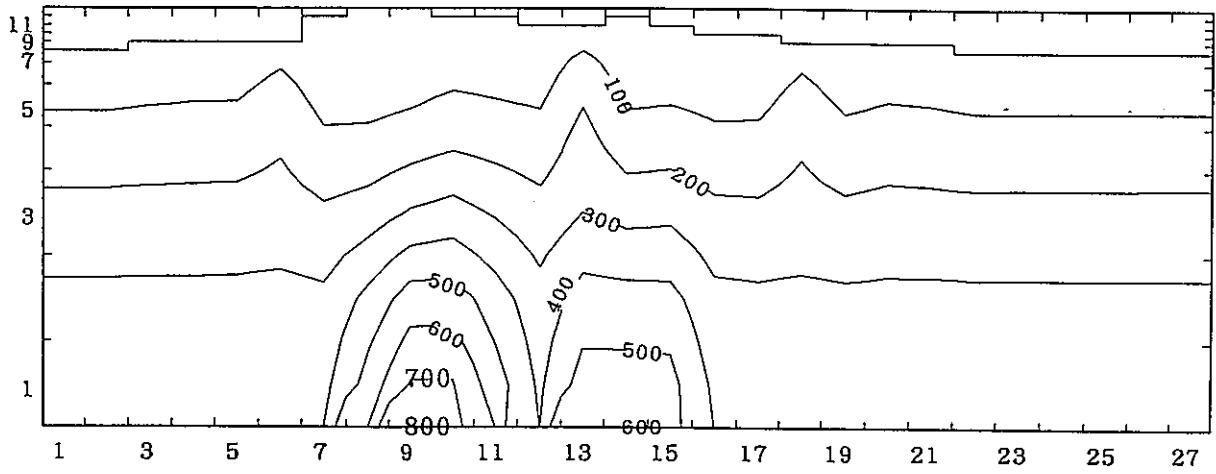


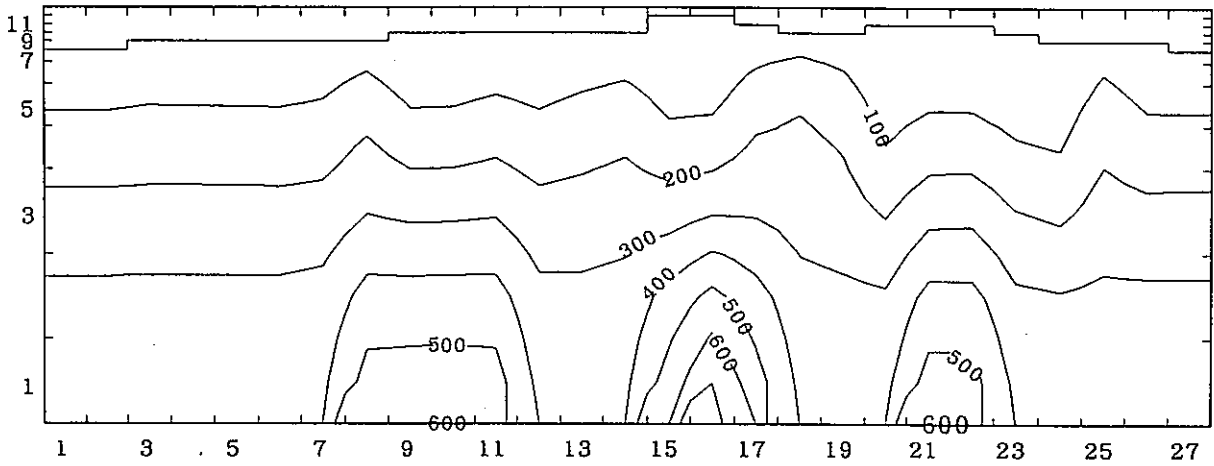
図 3.18 解析モデル T3 の流れの水平断面図

Z-DIRECTION



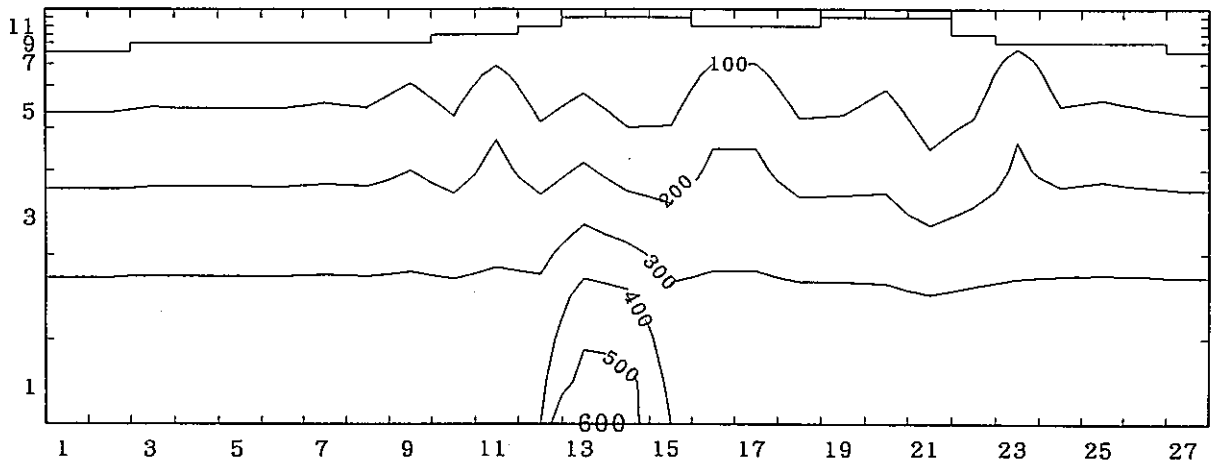
東西断面図 ( J = 10 )

Z-DIRECTION



東西断面図 ( J = 20 )

Z-DIRECTION



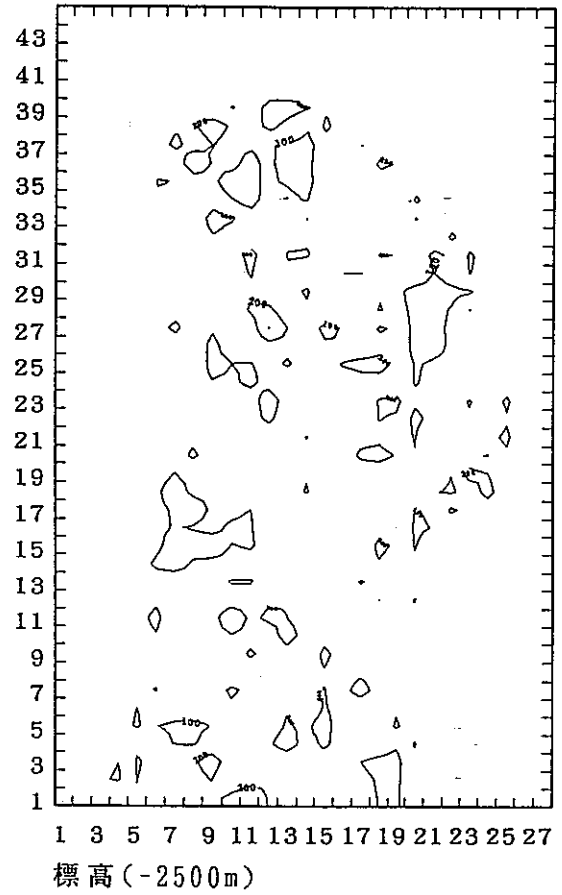
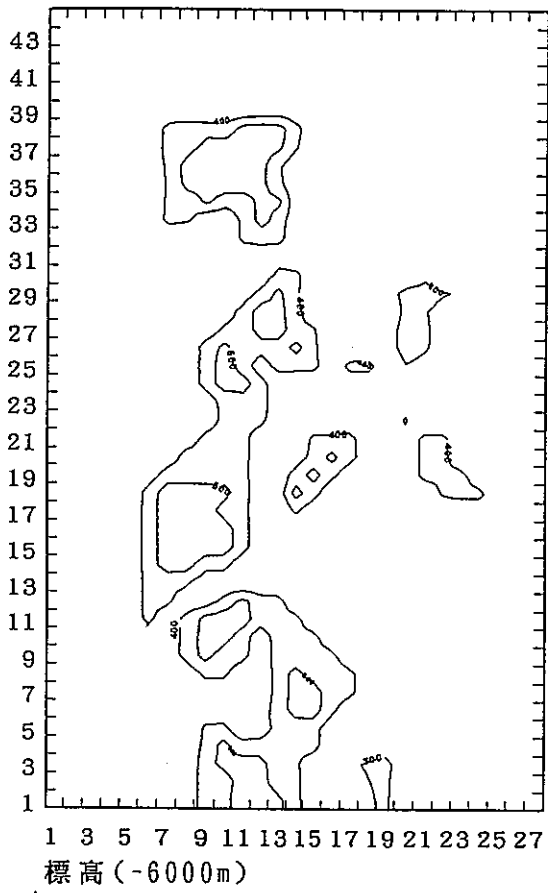
東西断面図 ( J = 30 )

X-DIRECTION

縦方向は10倍に拡大

図 3.19 解析モデル T4 の温度の東西断面図

Y-DIRECTION



Y-DIRECTION

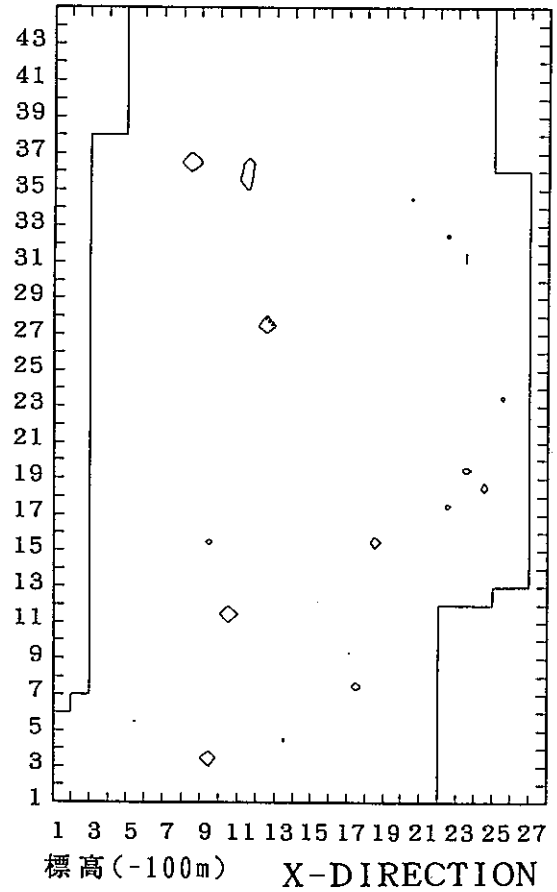
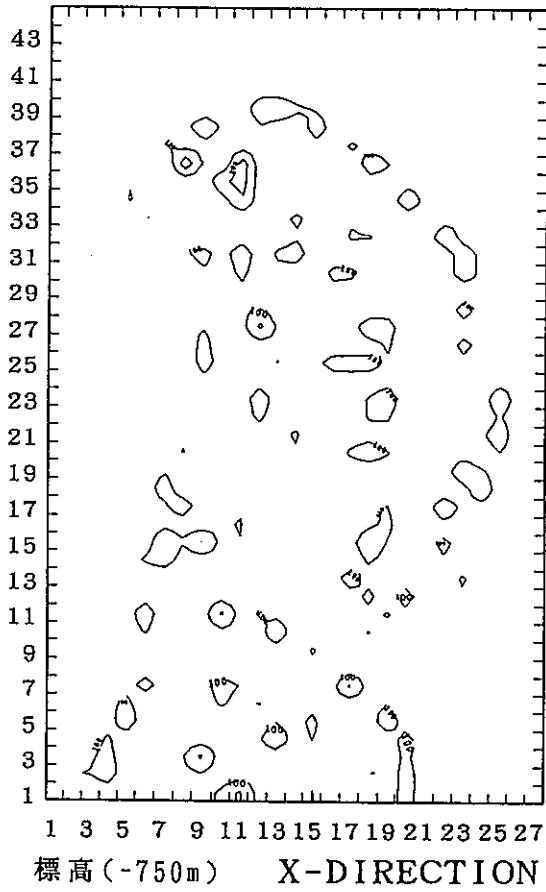
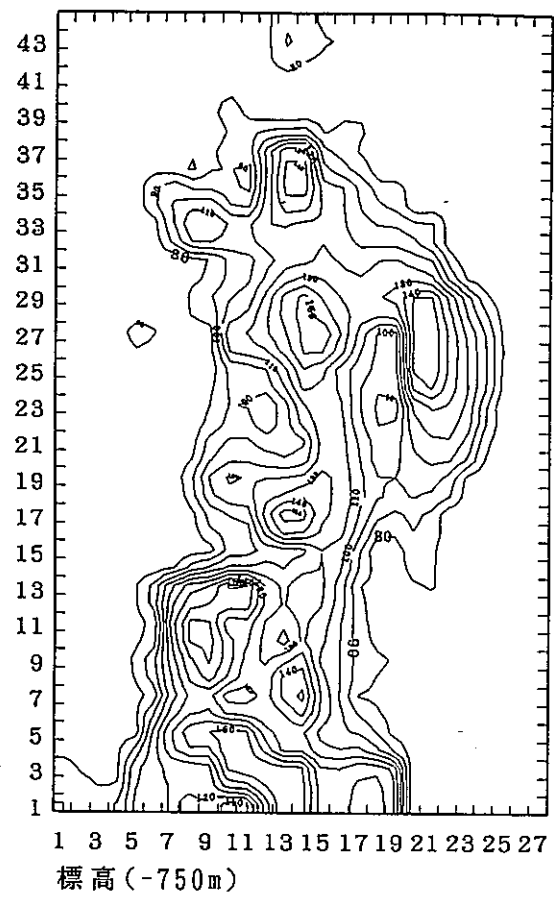
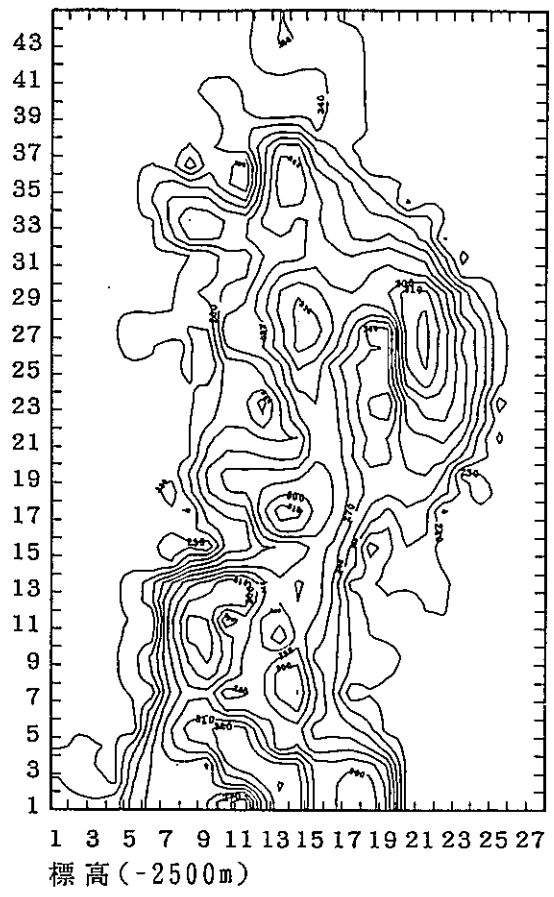


図 3.20 解析モデル T4 の温度の水平断面図

Y-DIRECTION



Y-DIRECTION

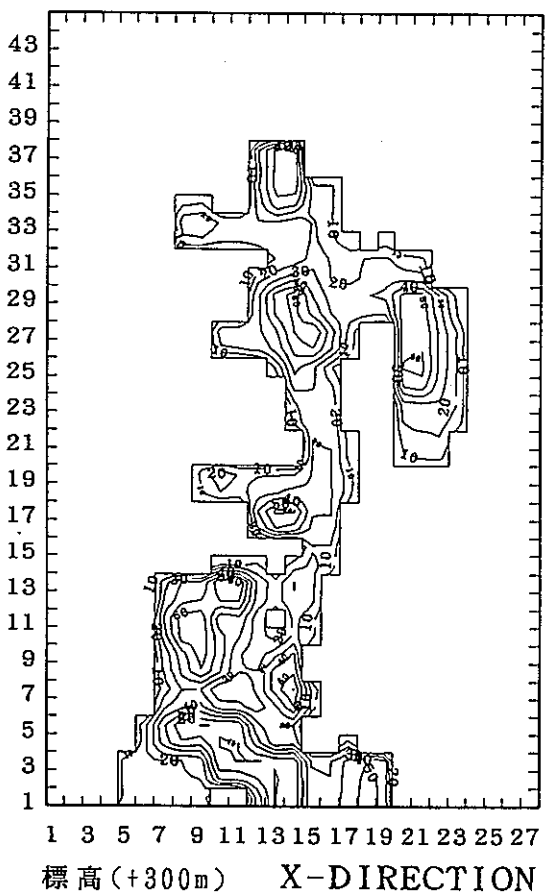
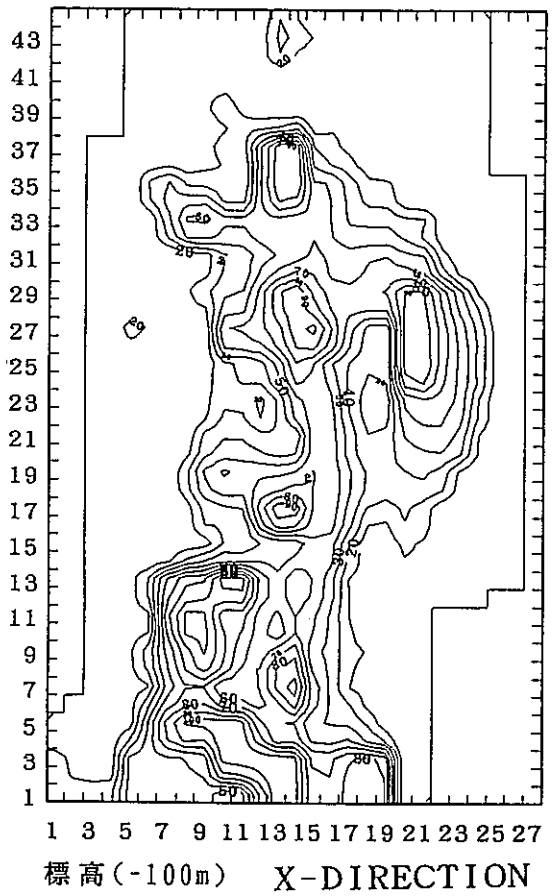
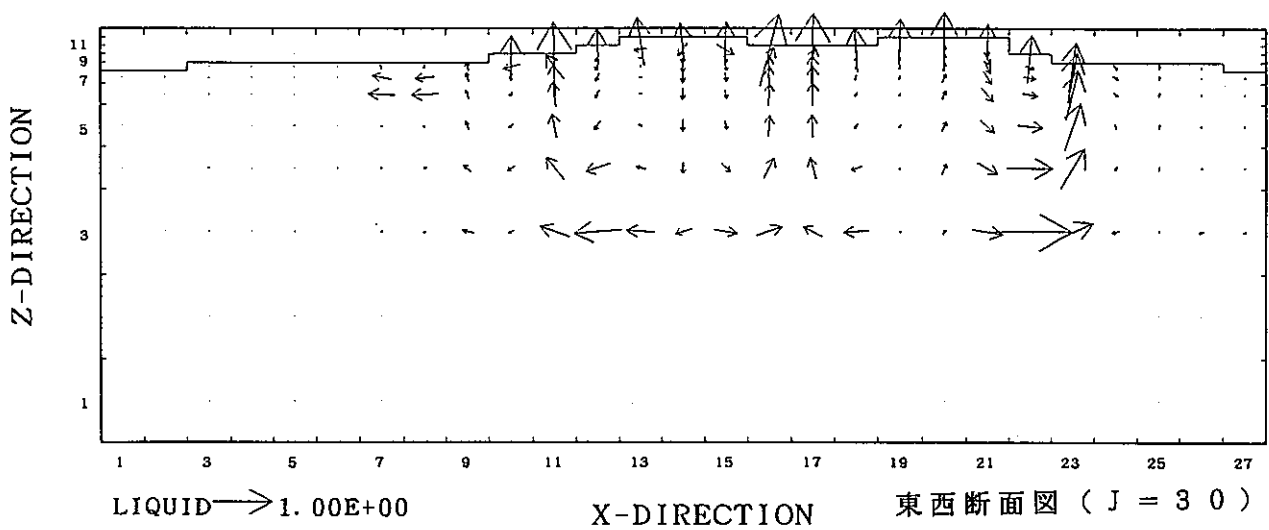
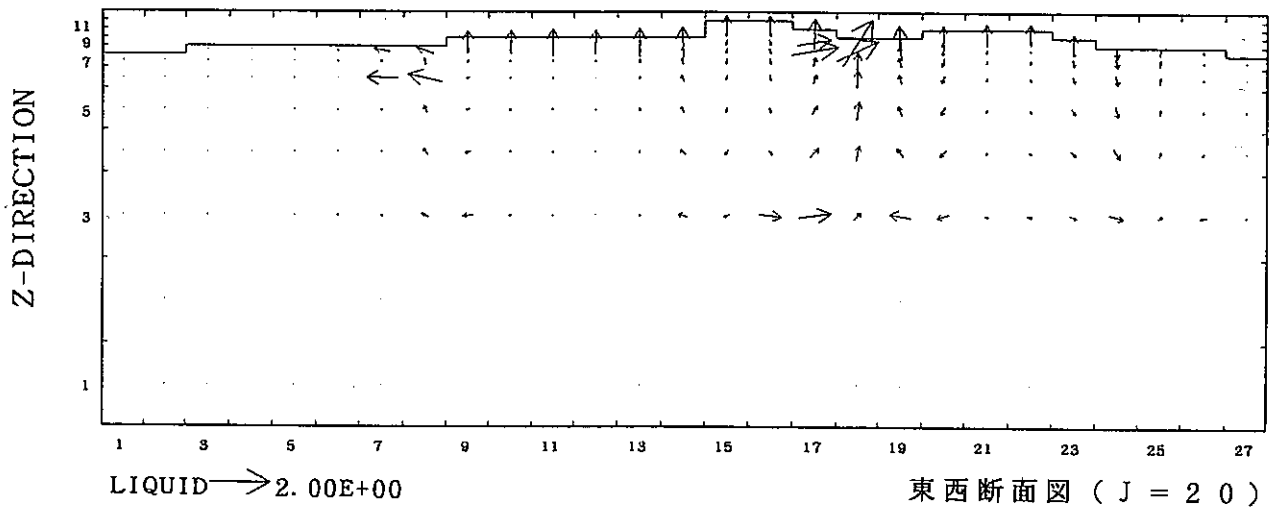
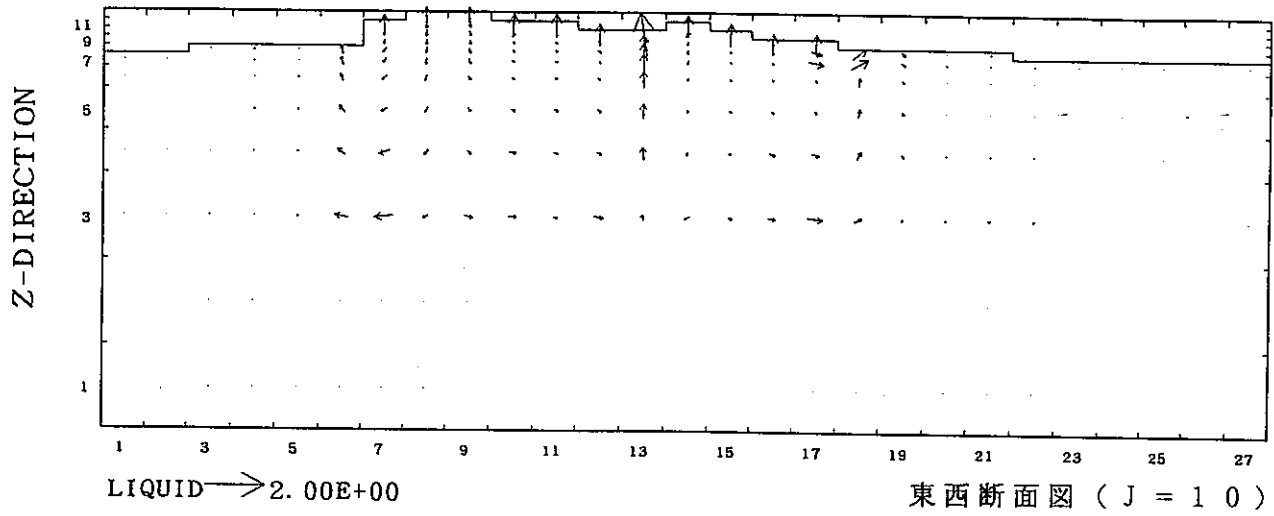


図 3.21 解析モデル T4 の圧力の水平断面図



縦方向は 10 倍に拡大

図 3.22 解析モデル T4 の流れの東西断面図

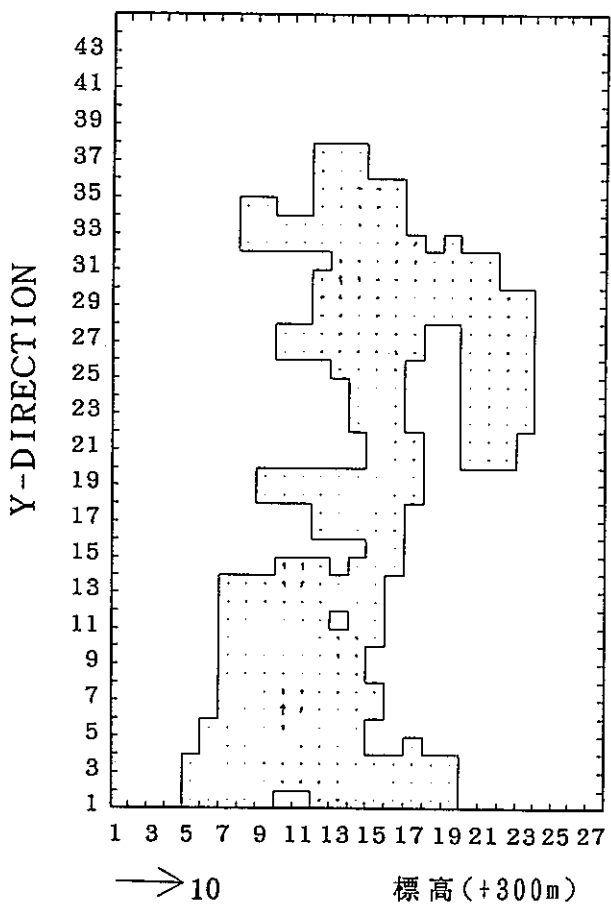
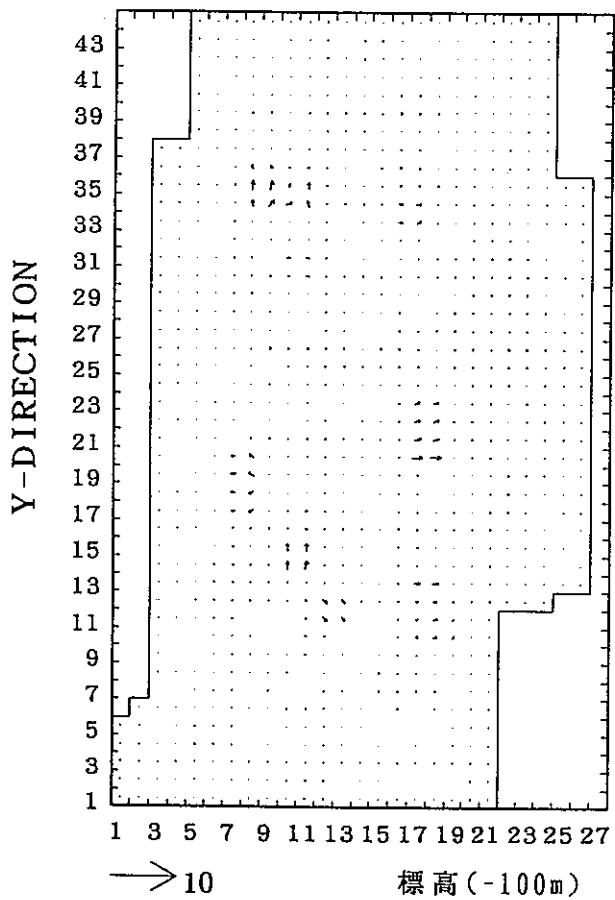
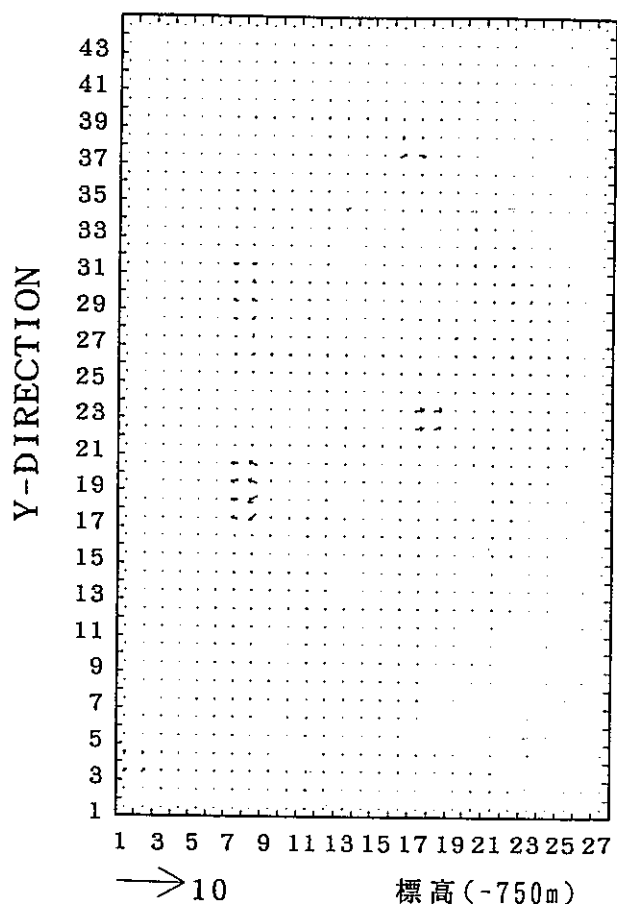
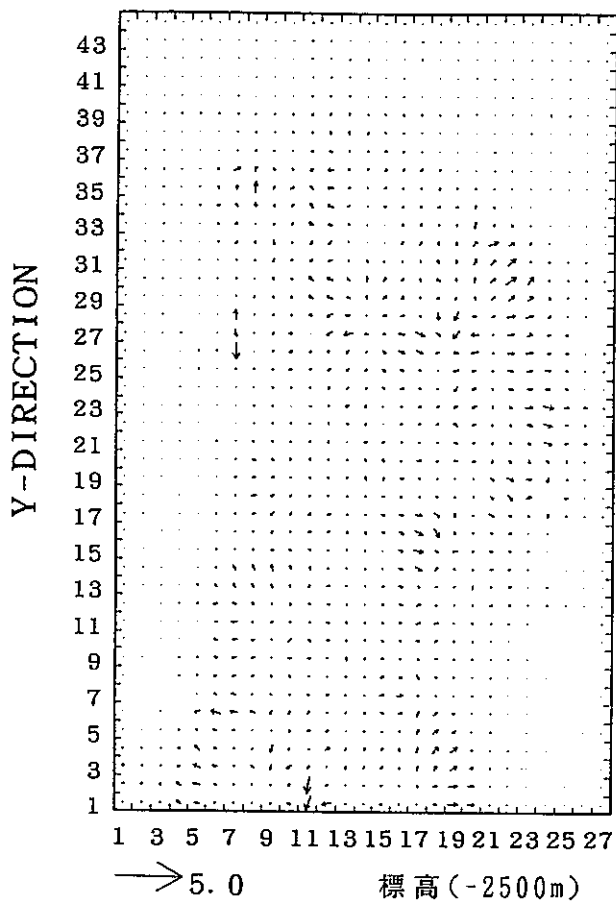


図 3.23 解析モデル T4 の流れの水平断面図