

電気技術指針  
原子力編

# 原子力発電所耐震設計技術指針

JEAG4601-202X

一般社団法人 日本電気協会  
原子力規格委員会

## 第 1 章 基準地震動策定

公衆審査用

# 第1章 目次

1.1 基本事項	3
1.1.1 適用範囲	5
1.1.2 用語の定義	5
1.1.3 基本方針	8
1.1.4 基準地震動 $S_s$ の策定位置	9
1.2 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	10
1.2.1 敷地周辺で発生する地震に関する調査	10
1.2.1.1 過去の地震	12
1.2.1.2 活断層	18
1.2.1.3 プレート間及び海洋プレート内で発生する地震	19
1.2.1.4 敷地周辺の中・小・微小地震	21
1.2.1.5 関連する地震の調査・研究	22
1.2.1.6 その他の地球物理学的な知見	22
1.2.2 検討用地震の選定	23
1.2.2.1 内陸地殻内地震	24
1.2.2.2 プレート間地震	26
1.2.2.3 海洋プレート内地震	27
1.2.2.4 その他の地震	28
1.2.3 地震動評価	29
1.2.3.1 敷地における地震動特性	30
1.2.3.2 経験的な方法	31
1.2.3.3 断層モデルを用いた方法	38
1.3 震源を特定せず策定する地震動	40
1.4 基準地震動 $S_s$ の策定	41
附属書 1.1 経験的な方法に用いる手法の留意事項	45
参考文献	51
参考資料 1.1 地震カタログ	53
参考資料 1.2 マグニチュードの説明	57
参考資料 1.3 気象庁震度階級及び気象庁震度階級関連解説表	59
参考資料 1.4 海洋プレート内地震	61

参考資料 1.5	2011 年東北地方太平洋沖地震の地震動特性及び震源特性	67
参考資料 1.6	関連する地震の調査・研究	73
参考資料 1.7	地震地体構造マップ	79
参考資料 1.8	地震発生層の設定について	83
参考資料 1.9	地震基盤の考え方	85
参考資料 1.10	既往の経験的な方法	89
参考資料 1.11	震源のモデル化のための基礎的關係式	99
参考資料 1.12	断層モデルを用いた地震動評価手法	105
参考資料 1.13	震源を特定せず策定する地震動として用いる 応答スペクトルのレベル	109
参考資料 1.14	2004 年留萌支庁南部の地震における K-NET 港町観測点の基盤地震動	125
参考資料 1.15	模擬地震波の作成例	129
参考資料 1.16	2007 年新潟県中越沖地震の震源特性について	135
参考資料 1.17	震源極近傍における地震動の特徴について	137

公衆衛生局

## 1.1 基本事項

### 1.1.1 適用範囲

本章は、原子力発電所の耐震設計において基準とする地震動（以下、「基準地震動  $S_s$ 」という。）の策定方法に適用する。

#### 【解説】

本章は原子力発電所を対象としているが、その他の原子力関係施設にも基本的な考え方は参考とすることができる。

### 1.1.2 用語の定義

#### (1) 基準地震動 $S_s$

敷地及び敷地周辺の地質・地質構造並びに地震活動性等の地震学及び地震工学的見地から施設の供用期間中に施設に大きな影響を与えるおそれがあると想定することが適切なものとして策定する地震動をいう。

#### (2) 解放基盤表面

基盤面上の表層や構造物が無いものとして仮想的に想定する自由表面であって、著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な広がりを持って想定される基盤の表面をいう。ここでいう「基盤」とは、概ねせん断波速度が  $V_s=0.7$  km/s 以上の値を有する硬質地盤であって、著しい風化を受けていないものをいう。

基準地震動  $S_s$  は、この解放基盤表面における地震動として策定する。

#### (3) 地震基盤

地殻最上層であって、せん断波速度  $V_s=3$  km/s 程度の値を有する岩盤。

#### (4) 検討用地震

敷地周辺の活断層の性質、過去及び現在の地震発生状況等を考慮し、さらに地震発生様式等による地震の分類を行った上で、敷地に大きな影響を与えると予想される地震。

#### (5) 内陸地殻内地震

陸のプレートの上部地殻地震発生層に生じる地震をいい、海岸のやや沖合で起こる地震を含む。

#### (6) プレート間地震

相接する二つのプレートの境界面で発生する地震をいう。プレート境界地震とも呼ばれる。

(7) 海洋プレート内地震

沈み込む（沈み込んだ）海洋プレート内部で発生する地震をいい、海溝軸付近ないしそのやや沖合で発生する「沈み込む海洋プレート内の地震」と、海溝軸付近から陸域で発生する「沈み込んだ海洋プレート内の地震（スラブ内地震）」の2種類に分けられる。

(8) コントロールポイント

地震動の応答スペクトルを、周期と擬似速度応答スペクトルの絶対値の関係で表した座標点をいう。

(9) 地表地震断層（地震断層）

地震時に地表に現れた断層を地表地震断層（地震断層）という。

(10) 震源断層

地表地震断層（地震断層）の出現の有無にかかわらず、その地震を発生させたと考えられる地下の断層を震源断層と呼ぶ。

(11) 活断層

一般的に、最近の地質時代に繰り返し活動し、将来に活動する可能性のある断層を活断層と呼ぶ（「第2章地質・地盤調査」で定義する地震動による施設への影響を検討する必要がある断層である「震源として考慮する活断層」を「活断層」と呼ぶ。）。

(12) 活褶曲・活撓曲

層状の地層が連続的に波状に変形する構造を褶曲と呼び、厚く重なった地層の一部が連続したまま屈曲する現象を撓曲と呼ぶ。その内最近の時代から将来にかけて変動が継続する可能性があるものを活褶曲・活撓曲と呼ぶ。

**【解説】**

(11)に関して、文献によって活断層を判断するための「最近の地質時代」の範囲が異なる。解表 1.1.2-1 に主な文献における活断層の考え方を示す。

解表 1.1.2-1 主な文献における活断層の考え方

活断層の定義については各文献において必ずしも同一ではない。代表的な文献の定義を整理すると以下のとおりである。

文献	活断層の認定	活動時期	地形等に関する記載
活断層研究会 (1991) (1.1.2-1)	最近の地質時代に繰り返し、将来も活動することが推定される断層を、活断層という。	地質年代の区切りである第四紀、つまり約 200 万年前から現在までの間に、動いたとみなされる断層を、活断層として扱った。	—
国土地理院 (1995～) (1.1.2-2)	最近数十万年間に、概ね 1000 年から数万年の周期で繰り返し動いてきた跡が地形に現れ、今後も活動を繰り返し返すと考えられる断層。	—	—
地質調査所 (1983) (1.1.2-3)	第四紀断層のなかでも「おおむね第四紀の後期に反復して活動した内因性の断層」を活断層として扱っている。	—	—
中田, 他 (2002) (1.1.2-4)	「最近の地質時代に活動し、将来も活動することが推定される断層」を「活断層」とした。	「活断層」を「最近数十万年間に概ね千年から数万年の間隔で繰り返し、その痕跡が地形に現れ、今後も活動を繰り返し返すと考えられる断層」と定義した。	—



### 1.1.3 基本方針

基準地震動  $S_s$  の策定は、「**実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則**」（平成二十五年六月二十八日原子力規制委員会）（以下、「**設置許可基準規則**」という。）及び「**実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈**」（平成 25 年 6 月 19 日原子力規制委員会決定）（以下、「**設置許可基準規則解釈**」という。）に規定する基準地震動を満足するよう行わなければならない。

基準地震動  $S_s$  は、敷地及び敷地周辺の地質・地質構造並びに地震活動性等の地震学及び地震工学的見地から、施設の供用期間中に施設に大きな影響を与えるおそれがあると想定することが適切な地震動による地震力に対しても施設の耐震安全性を確保するという観点から、地震学や地震工学等の分野における最新の知見に工学的判断を加えて策定しなければならない。

基準地震動  $S_s$  は「**設置許可基準規則解釈**」「別記 2-5」の方針にしたがって、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」について、敷地における解放基盤表面における水平方向及び鉛直方向の地震動としてそれぞれ策定しなければならない。

#### 【解説】

「**設置許可基準規則解釈**」「別記 2-5」によれば、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動とは、原子力発電所が建設される敷地において事前に行われる各種の詳細な調査等をもとに検討用地震を選定し策定する地震動と理解できる。

一方、震源を特定せず策定する地震動については、「**基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド**」（平成 25 年 6 月 19 日原子力規制委員会決定）において、『敷地周辺の状況等を十分考慮した詳細な調査を実施しても、なお敷地近傍において発生する可能性のある内陸地殻内の地震の全てを事前に評価しうるとは言い切れないことから、敷地近傍における詳細な調査の結果にかかわらず、全ての敷地において共通的に考慮すべき地震動である』と意味づけられている。

本編では、基準地震動  $S_s$  の策定に関する最新の知見を反映するとしており、今後も活断層や過去の地震の調査等において、より最新の知見や手法を積極的に導入することに常に留意する必要がある。

#### 1.1.4 基準地震動 $S_s$ の策定位置

基準地震動  $S_s$  は、敷地における解放基盤表面で策定しなければならない。

##### 【解説】

構造物の耐震設計を行う際、重要な項目の一つに、地震動をどこで策定するかという問題がある。

対象とする構造物や固有周期によって、地震動の策定位置は同一ではないが、一般的な地震動策定のための条件としては、策定する面が空間的にある広がりをもち、この面でのせん断波速度がほぼ同じであること、地表層に比べてせん断波速度の変化等が少ないことなどがあげられる。

原子炉施設の耐震設計においては、基準地震動  $S_s$  は敷地の解放基盤表面で策定するよう、「設置許可基準規則解釈」 「別記2 5」により定められている。

## 1.2 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

### 1.2.1 敷地周辺で発生する地震に関する調査

本項は、基準地震動  $S_s$  の策定に当たり検討用地震を選定する際に必要となる各種情報の調査について示す。

調査は、地震発生様式（内陸地殻内地震、プレート間地震、海洋プレート内地震等）を踏まえ、地震の発生状況、活断層の分布状況、プレートの形状・性質等を把握できるように総合的に実施しなければならない。

#### 【解説】

日本列島とその周辺で発生する地震発生様式には下記のものがある。

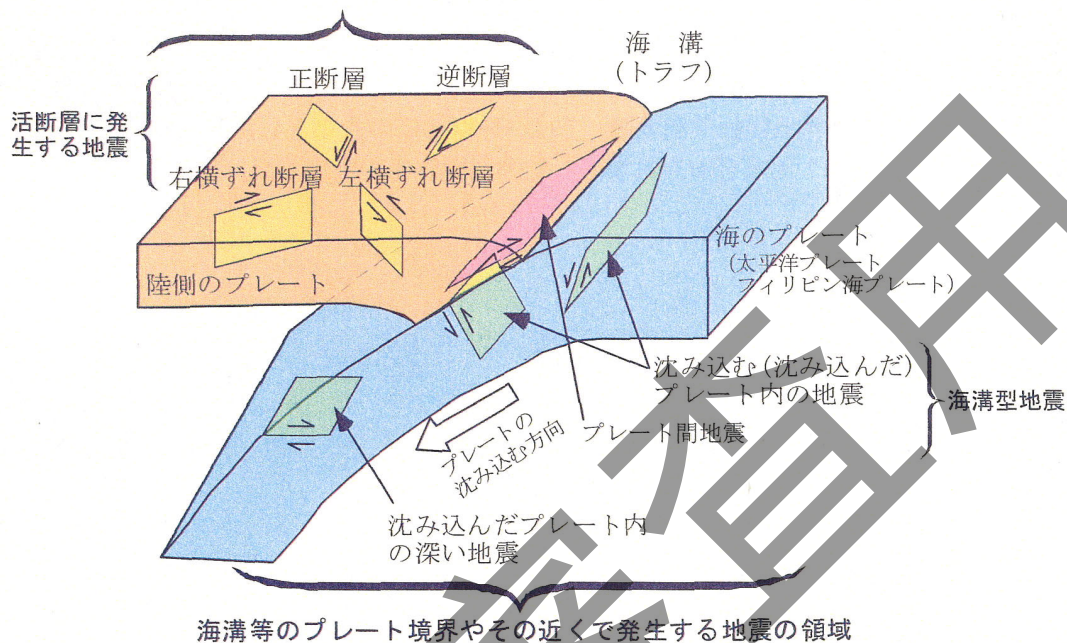
- (1) 内陸地殻内地震
- (2) プレート間地震
- (3) 沈み込む海洋プレート内の地震
- (4) 沈み込んだ海洋プレート内の地震（スラブ内地震）
- (5) その他の地震（日本海東縁部の地震、火山性の地震等）

日本列島とその周辺で発生する地震のタイプを解図 1.2.1-1 に示す（同図の活断層に発生する地震は、上記内陸地殻内地震と対応する。）。

調査は、地震発生様式を踏まえ以下に示す事項が得られるよう実施する。

- a. 過去に発生した地震のマグニチュード、震央位置、震源深さ等
- b. 活断層の位置、長さ、形状、活動性等
- c. プレートの位置、形状、活動性、応力場等

陸域及び沿岸域で発生する地震の領域



解図 1.2.1-1 日本列島とその周辺で発生する地震のタイプ<sup>(1.2-1)</sup>

断層面上の矢印は相対的なずれの向きを示す

#### 1.2.1.1 過去の地震

過去の地震による敷地への影響を検討するために、過去に敷地又はその周辺に影響を与えたと考えられる地震を調査しなければならない。調査においては地震史料、観測資料、地震カタログ、敷地における地震観測記録等を用いなければならない。

#### 【解説】

過去の地震のマグニチュード、震央位置、震源深さ等を調査することで、活断層による地震の評価や、プレート間、海洋プレート内で発生する地震の震源位置、規模の評価に資することができる。

### 1.2.1.1(1) 各種調査資料

過去の地震に関する文献等を収集し、地震諸元や被害状況等を検討しなければならない。

#### 【解説】

過去の地震に関する各種調査資料には、地震史料、観測資料及び地震カタログがある。資料の検討の際には、歴史地震に関する新しい知見を常に検討する必要がある。そのような知見として例えば政府の地震調査研究推進本部（2009）（1.2.1.1-1）による評価や地震考古学に基づく知見として寒川（1992）（1.2.1.1-2）などがある。

なお、地域によっては歴史地震の空白域の存在が指摘されている場合もあり、総合的な調査が重要である。

以下に地震史料、観測資料、地震カタログ、敷地における地震観測記録の概要を示す。また、地震カタログ及びマグニチュードに関する詳細説明を参考資料1-1及び1-2に示す。

#### (1) 地震史料

我が国には古くから地震被害を記録した史料が比較的多く残されている。これらを取りまとめた主な文献として「大日本地震史料」（1904）（1.2.1.1-3）、「増訂大日本地震史料」（1.2.1.1-4）（全三巻，1941～1943）、「日本地震史料」（1949）（1.2.1.1-5）、「新収日本地震史料」（1.2.1.1-6）（第一巻～第五巻（他に別巻9巻）・補遺・続補遺等，1981～1994）がある。

#### (2) 観測資料

気象庁、地方公共団体、大学、各種研究機関等により全国的に高密度な地震観測網が整備されており、各種観測資料が公開されている。

#### (3) 地震カタログ

地震カタログとは、震源要素（マグニチュード、震央位置、震源深さ等）を数値で示し、リスト化したもので、主な地震カタログを以下に示す。また、地震カタログの相互の関係図を解図1.2.1.1-1に示す。

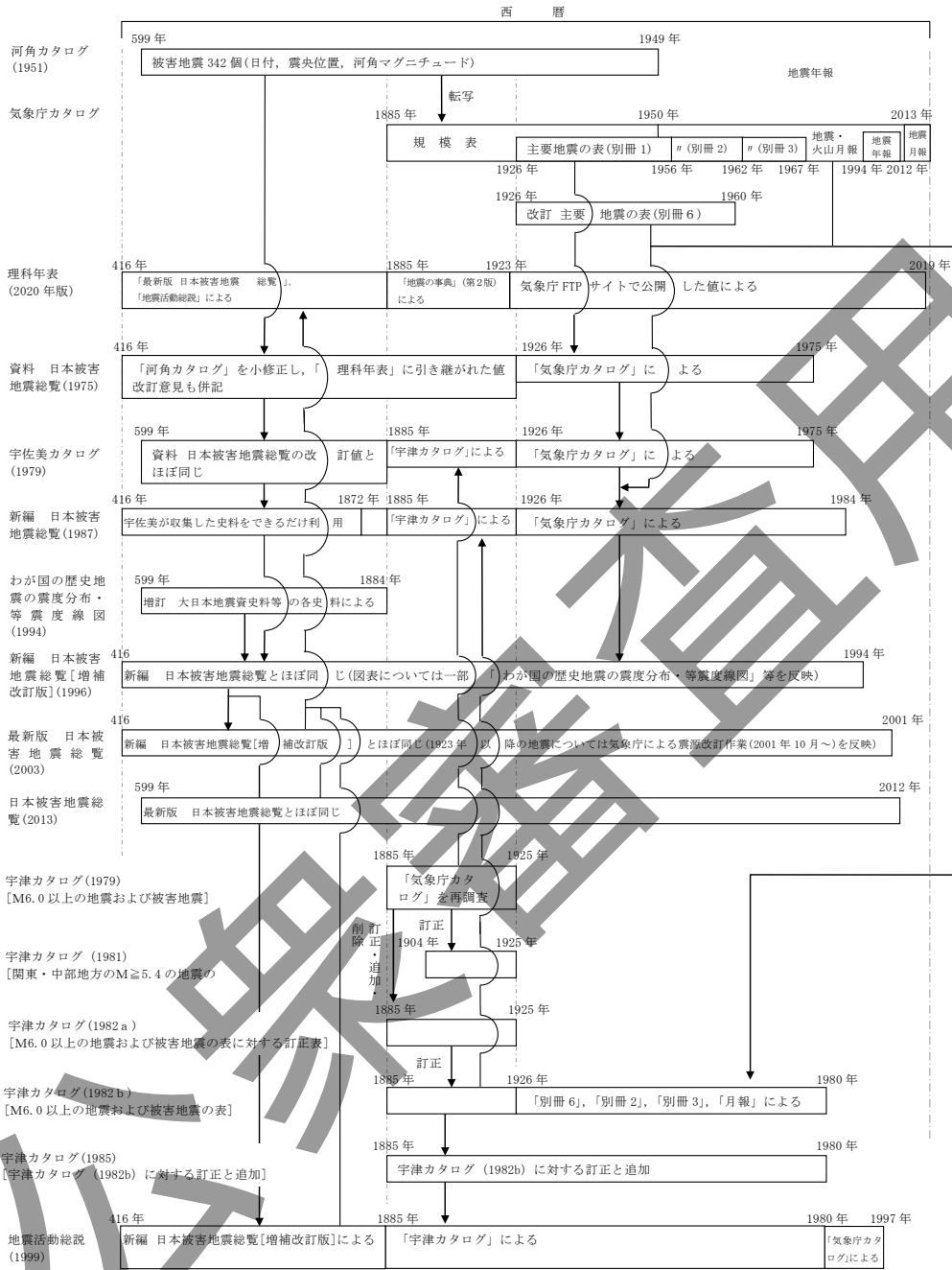
- a. 理科年表<sup>(1.2.1.1-7)</sup>
- b. 地震月報（カタログ編）<sup>(1.2.1.1-8)</sup>
- c. List of earthquakes with damage in Japan before 1975<sup>(1.2.1.1-9)</sup>（以下、「宇佐美カタログ（1979）」という。）
- d. 日本被害地震総覧<sup>(2013)</sup><sup>(1.2.1.1-10)</sup>
- e. 日本付近のM6.0以上の地震及び被害地震の表<sup>(1.2.1.1-11)</sup>（以下、「宇津カタログ（1982b）」という。）

f. 地震活動総説(1999) (1.2.1.1-12)

g. わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図(1994) (1.2.1.1-13)

(4) 敷地における地震観測記録

敷地において得られた地震観測記録は、評価地点の地盤特性、個々の地震の震源特性や伝播特性が直接反映されたものであるため、これらを参考にすることができる。



解図 1.2.1.1-1 地震カタログの相互の関係図



### 1.2.1.1(2) 地震の選定・詳細調査

調査資料に記載されている震度分布図等に基づき、敷地の震度が5弱（1996年以前は旧気象庁震度階級V）程度以上であったと推定される地震を選定し、地震諸元、被害状況等について詳細な調査を行わなければならない。

#### 【解説】

気象庁、他（2009）<sup>(1.2.1.1-14)</sup>による気象庁震度階級関連解説表では、震度5弱に係る現象や被害として、耐震性が低い木造建物は、『壁などに軽微なひび割れ・亀裂がみられることがある』とされており、地震によって建物に被害が発生するのは震度5弱（1996年以前は旧気象庁震度階級V）程度以上である。そこで地震資料に記載されている震度分布図等に基づき、敷地の震度が5弱（1996年以前は旧気象庁震度階級V）程度以上であったと推定される地震を選定しなければならない。

選定された地震について、地震諸元、被害状況等の詳細調査の際は前項で収集した調査資料に加え、最新の論文、報告等を参照するとともに以下に留意する。

- ・地震カタログに差異がある場合には、敷地に与える影響の差異
- ・地形又は地盤が被害状況に及ぼす影響

震度に関する情報がない場合、マグニチュード  $M$ 、震央距離  $\Delta$  と震度の関係図より、敷地又はその周辺地域に震度5弱（1996年以前は旧気象庁震度階級V）程度以上の地震動を与えた地震を選定してもよい。地震カタログの震源要素をプロットしたマグニチュード  $M$ 、震央距離  $\Delta$  と震度の関係図の例を解図 1.2.1.1-2 に示す。

同図を作成する際の震度の区分には下記の宇佐美（1979）<sup>(1.2.1.1-15)</sup>による関係式を用いてもよい。

$$\log \gamma_{iv} = 0.41M - 0.75 \quad \dots\dots\dots \text{(解 1.2.1.1-1)}$$

$$\log \gamma_v = 0.5M - 1.85 \quad \dots\dots\dots \text{(解 1.2.1.1-2)}$$

$$\log \gamma_{vi} = 0.68M - 3.58 \quad \dots\dots\dots \text{(解 1.2.1.1-3)}$$

ここで、 $\gamma_i$  は震度  $i$ （旧気象庁震度階級）以上の地域を円形と仮定したときの半径 (km) であり、解図 1.2.1.1-2 では、この  $\gamma_i$  を  $\Delta$  として記載している。

なお、2001年には、上記関係式のもとになった地震データに対し、村松（2001）<sup>(1.2.1.1-16)</sup>により更に地震データを加えた検討がなされたが、上記関係式に与える相違は誤差の範囲である。

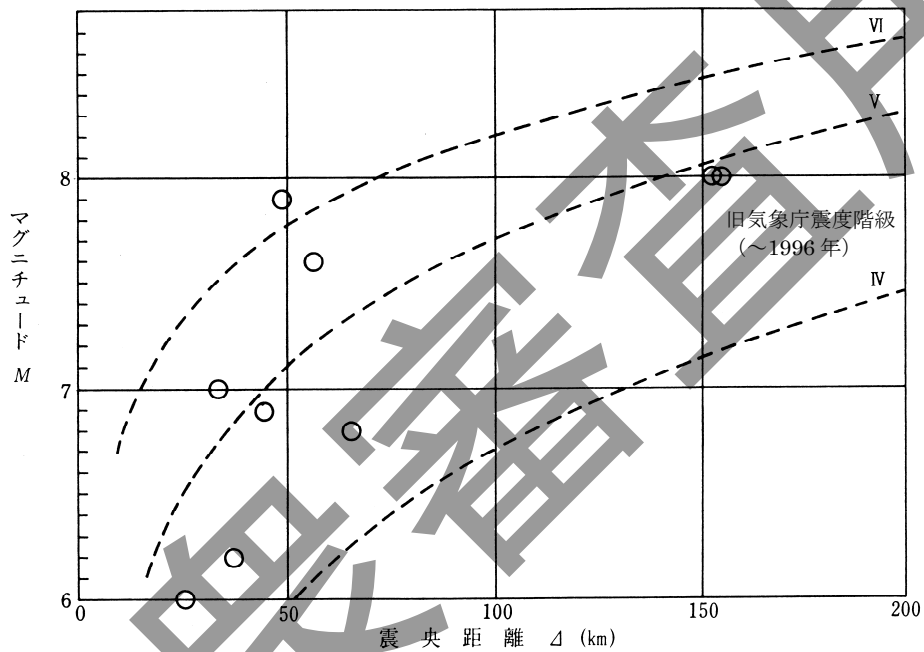
震度に関しては各国でそれぞれ提案、運用されているが、我が国では一般には気象庁震度階級が用いられている。気象庁震度階級は1996年に改正され、それまでの体感震度から震度計による計測震度に変更されるとともに気象庁震度階級関連解説表が作られており、改正後の震度階級は従来の体感による震度階級にほぼ対応している。気象庁震度

階級関連解説表については2009年に記載の見直しが行われている。

歴史地震の震度の推定に当たっては、旧気象庁震度階級に対応し、かつ、より判断基準が詳細に記されている東京都(1980)(1.2.1.1-17)の「地震の震度階級解説表」等を参考としてもよい。

この東京都による解説表の判断基準となる項目は、人間に与える影響、建築物、付属構造物、屋内の収容物、火気使用器具、交通機関等、屋外の構造物、その他の8項目に分けられており、歴史地震の震度等の推定に当たっては、当時の時代背景、社会状況等を考慮して適用しなければならない。

気象庁震度階級及び気象庁震度階級関連解説表の抜粋を参考資料1-3に示す。



解図1.2.1.1-2 マグニチュード $M$ 、震央距離 $\Delta$ と震度の関係図(例)

### 1.2.1.2 活断層

敷地周辺の活断層による地震の敷地に与える影響を検討するために、その位置、長さ、形状、活動性等の把握を目的とした十分な活断層調査を実施しなければならない。

本指針においては、後期更新世以降の活動が否定できない断層を、耐震設計上考慮すべき活断層として取り扱わなければならない。

活断層に関する具体的な調査方法等については、「第2章 地質・地盤調査」において述べる。

#### 【解 説】

一般に、ある程度以上の規模の大きな地殻内の浅い地震が発生した際には、地表地震断層が出現する。同じ震源断層でこのような地震が繰り返すことによって、地表付近に地表地震断層の変位・変形が累積し、活断層として認識される。したがって、ある程度以上の規模の大きな地震であれば、活断層を調査することにより、将来発生する地震の位置や規模を想定することができる。

活断層の評価にあたっては、その規模と敷地からの距離に応じて、敷地に与える影響を勘案して、基準地震動設定において検討を要する活断層を適切に選択する必要がある。

なお、活撓曲（地下深部の断層活動と関係があると考えられる活褶曲を含む。）についても活断層と同様に取り扱う。

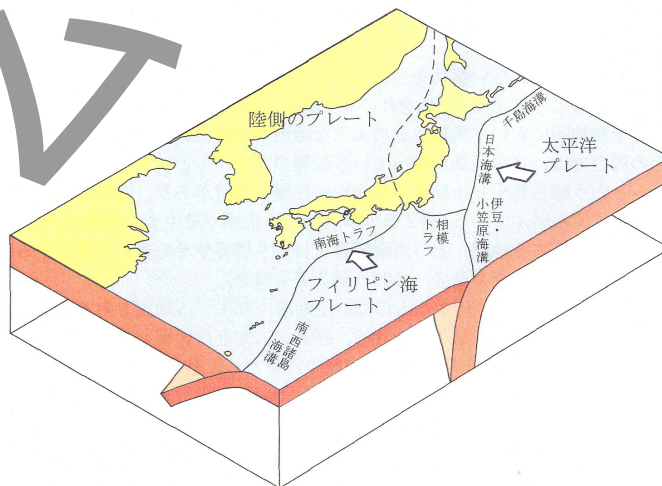
### 1.2.1.3 プレート間及び海洋プレート内で発生する地震

プレート間（プレート境界）地震や海洋プレート内地震を評価するために、「1.2.1.4 敷地周辺の中・小・微小地震」で示す敷地周辺の中・小・微小地震や各種文献等の知見に基づき、日本列島周辺のプレート境界及び海洋プレート内で発生する地震に関するメカニズムの調査を実施しなければならない。

#### 【解説】

日本列島とその周辺は、複数のプレートが互いに近づき合っている。この近づき合うプレートの境界では、両プレートが互いに押し合って巨大な山脈を形成するか、一方のプレートがもう一方の下に沈み込む。この沈み込むところ（沈み込むプレート境界）に沿って、海溝などの巨大な溝状の地形が形成される。

日本列島とその周辺には、解図 1.2.1.3-1 に示すように、海洋プレートである太平洋プレートとフィリピン海プレート及び陸側のプレートがある。太平洋プレートは、ほぼ東南東の方向から日本列島に近づき、日本海溝などから陸側のプレートの下に沈み込んでいる。日本列島（東北日本）を東西に横切る断面で、より深いところまでの地震分布を見ると、太平洋プレートが日本列島の下へ沈み込んでいる。フィリピン海プレートは、ほぼ南東の方向から日本列島に近づき、南海トラフなどから陸側のプレートの下へ沈み込んでいる。このような沈み込む海洋プレートと陸側のプレートとの境界では、近づき合うプレート同士の間で圧縮の力がかかり、規模の大きな地震（断層運動）が発生する。プレート境界に沿って巨大地震が発生することは過去の経験からも明らかであり、内陸地殻内地震に比べて発生する場所（領域）や回数（頻度）に関する情報が豊富である。一方、2011年東北地方太平洋沖地震のように隣接する震源領域が連動して破壊が広範囲に及ぶ場合があり、このような震源領域の連動は、地震や津波の観測記録及び歴史記録、津波堆積物等の地質学的証拠等に基づいて、慎重に検討する必要がある。



解図 1.2.1.3-1 日本列島とその周辺のプレート(1.2-1)

プレート境界付近では、海洋プレートの内部で断層運動による地震が発生することがある。このような地震を海洋プレート内地震といい、海溝軸付近ないしそのやや沖合で発生する沈み込む海洋プレート内地震と海溝軸付近から陸側で発生する沈み込んだ海洋プレート内地震に分かれる。海洋プレート内地震に関する詳細説明を参考資料 1-4 に示す。

プレート境界及び海洋プレートに関しては、国や大学等によって既に数多くの調査・研究がなされている。これらに加えて、近年発生した中・小・微小地震の分布あるいはプレートの速度構造を参照することにより、敷地で考慮すべきプレート間地震・海洋プレート内地震のメカニズムを検討することができる。特に、2011年東北地方太平洋沖地震では、強震動の詳細な検討が行われており、地震動評価に際しては、この地震により得られた研究成果等を活用することが重要である。参考資料 1-5 に 2011年東北地方太平洋沖地震の地震動特性及び震源特性を示す。

#### 1.2.1.4 敷地周辺の中・小・微小地震

敷地周辺の地震活動を検討するために、中・小・微小地震の観測データを調査しなければならない。

#### 【解 説】

敷地周辺の中・小・微小地震は、敷地周辺の地震活動を検討する上で有効な情報の一つであり、前項までに述べた活断層及び過去の地震の調査結果を補完する資料となりうる。

中・小・微小地震は、国や大学等の公的機関及び民間会社により観測された記録（敷地内における観測記録を含む。）から震源決定しているデータを用いて調査を行う。

プレート境界及び沈み込む海洋プレートに沿って中・小・微小地震が分布していることが多く、それらの広がりから、震源域ないしは震源断層を設定することができる。

内陸地殻内で発生する地震については、微小地震分布と活断層位置との対応が認められる場合には、活断層の活動性や形状を検討するにあたり微小地震分布を参考とすることができる。また、微小地震分布は、内陸地殻内の地震発生層の上限及び下限の深さを推定するのに有力な手がかりとなりうる。

なお、微小地震の震央位置や震源深さの精度に関しては、観測点間の距離や配置、震源決定の際に仮定した地下構造に留意することが重要である。

#### 1.2.1.5 関連する地震の調査・研究

国の研究機関・防災機関等による地震の調査・研究に関する検討結果を調査し必要に応じて参照しなければならない。

##### 【解説】

地震調査研究推進本部や中央防災会議などが行っている地震・地震動に関する検討結果を調査し必要に応じて参照する必要がある。地震調査研究推進本部の検討、各種法律、地震予知に関する知見の概要を参考資料 1-6 に示す。

#### 1.2.1.6 その他の地球物理学的な知見

敷地周辺の地震活動を検討するために、地球物理学的調査によって得られる情報も活用しなければならない。

##### 【解説】

敷地周辺の地震活動を検討するためには、地球物理学的に得られる様々な情報（例えば、ブーゲ異常やコンラッド面・モホ面等の深さ等）や、このような情報をもとに評価された地震地体構造区分や、区分図（地震地体構造マップ）、応力場、地下構造等の既往の研究成果等を可能な限り調査・収集する必要がある。地震地体構造マップの概要を参考資料 1-7 に示す。

### 1.2.2 検討用地震の選定

検討用地震は、「1.2.1 敷地周辺で発生する地震に関する調査」で実施した各種の調査結果を総合的に検討し、複数選定しなければならない。選定に際しては、最も確実度が高いと考えられる基本的な震源要素（規模、位置等）を設定し、経験的な方法等を用いて各地震の地震動レベルの相対関係を評価し、敷地に大きな影響を及ぼすおそれがある地震を検討用地震とする。

#### 【解説】

検討用地震の選定には、「1.2.1 敷地周辺で発生する地震に関する調査」にて述べた各種の調査をもとに震源の位置と規模を特定することが必要であるが、選定の段階においては、規模、位置等の震源要素は最も確実度が高いと考えられる値を設定する。

また、検討用地震の選定は、敷地周辺で発生すると想定される地震の中から、敷地に大きな影響を及ぼすおそれがある地震を選ぶことが主眼であるため、距離減衰式に代表される「1.2.3.2 経験的な方法」等を用いる。施設の構造に免震構造を採用する等、長周期の地震応答が卓越する施設等がある場合は、必要に応じて、敷地からの距離が離れていても長周期の地震動が卓越する地震を含めて、検討用地震を選定する。

なお、「1.2.1 敷地周辺で発生する地震に関する調査」にて述べた各種の調査は、それぞれ独立したものではなく、相互に関連があり、調査結果は互いに整合がとれていることが重要である。検討用地震の選定に当たっては、これらの調査結果を総合的に検討しなければならない。



### 1.2.2.1 内陸地殻内地震

内陸地殻内地震は、「1.2.1 敷地周辺で発生する地震に関する調査」で調査した結果に基づき、敷地周辺の活断層による地震及び過去の地震活動について、微小地震分布などの対応について検討を行った上で活断層又は過去の地震の震源位置に震源を設定しなければならない。

活断層による地震は、「1.2.1.2 活断層」で調査した活断層の評価に基づき、必要に応じて、微小地震の活動等地球物理学的知見を参考に、適切に震源断層の性状について検討しなければならない。ただし、活断層が過去の地震の発生源となったことが明らかな場合（対象とする活断層が、「1.2.1.1 過去の地震」において選定された地震が発生した時に出現した地表地震断層であることが明らかな場合等）には、活断層の規模や活動性と過去の地震規模等について十分に検討を行った上で、その活断層により想定される地震の規模及び震源位置を対応する過去の地震の規模及び震源位置で代表させてもよい。

#### 【解説】

活断層の性状は地域ごとに異なることから、それぞれの地域の状況に応じて、適切に評価する必要がある。

活断層が不明瞭な場合であっても、微小地震の発生状況に応じて、ある程度の規模の震源断層が地下に存在する可能性を検討しなければならない。

この場合、微小地震観測の精度、観測期間の長さには留意するとともに、微小地震の発生状況と当該地域の地質構造との関連等について詳細な検討を行う必要がある。

活断層による地震の規模等を過去の地震で代表させる場合は、代表させる過去の地震が発生した時点が近代的な地震調査がなされるようになった時期より古い場合は、過去の地震に関する資料の信頼性や内容を十分に吟味するとともに、対象とする活断層の性状等を考慮の上、過去の地震で代表することの妥当性について詳細に検討する必要がある。

孤立した長さの短い活断層は、地震発生層の厚さ、地震発生機構、断層傾斜角等の調査結果に基づいて震源断層を設定するなど地域性を考慮する必要がある。

なお、地震発生層の上限及び下限深さは、地下構造調査等による速度構造データ、敷地周辺で発生した地震の震源分布、キュリー一点深度等の知見を参考に設定することができる。特に地震発生層の上限深さについては、速度構造データを重視し、地震の震源分布を用いる際には稠密地震観測網によるもの等精度の良い震源分布を参考にすることが望ましい。地震発生層設定の検討事例を参考資料 1-8 に示す。

### 1.2.2.1(1) 活断層による地震規模の想定方法

原子力発電所の耐震設計において活断層の長さ又は単位変位量から地震規模を想定する場合には、従来から用いられてきた以下の式を用いることができる。その際、以下の式の適用範囲に留意する必要がある。

$$\log L = 0.6M - 2.9 \quad \dots\dots\dots (1.2.2.1-1)$$

$$\log D = 0.6M - 4.0 \quad \dots\dots\dots (1.2.2.1-2)$$

$M$ ：地震の規模（マグニチュード）

$L$ ：活断層の長さ（km）

$D$ ：単位変位量（活動における1回あたりの平均的な変位量）（m）

活断層の長さ  $L$  及び単位変位量  $D$  の評価法については、「2.2.3.2 震源として考慮する活断層」に示す。

#### 【解 説】

ある程度以上の規模の大きい地殻内の浅い地震が発生した場合について、大規模な地震ほど地震時に現れた断層の長さや変位量が大きくなることが知られている。地震のマグニチュード  $M$  と活断層の長さ  $L$  あるいは単位変位量  $D$  との間には、

$\log(L \text{ or } D) = a \cdot M - b$  という形の経験式が一般に使われ、 $a$  及び  $b$  については世界各地で異なる値が求められている。松田（1975）<sup>(1.2.2.1-1)</sup>によれば、日本国内の地殻内の浅い地震については、 $a$  は 0.6、 $b$  は、式(1.2.2.2-1)の場合 2.9、式(1.2.2.2-2)の場合 4.0 が用いられている。ただし、活断層の規模、当該地域の地質・地質構造、地表地震断層の有無、歴史地震の規模等を慎重に検討した上で、この式によらないことが適切と考えられる場合は、当該活断層や地域に関する知見等に基づき地震規模を想定することができる。

なお、上記以外の手法として、武村（1998）<sup>(1.2.2.1-2)</sup>等により、地殻内地震のスケール則から活断層の長さ  $L$  又は単位変位量  $D$  と、地震モーメント  $M_0$  及び地震の規模  $M$  との関係を求めた式も提案されており、これらを用いることもできる。

### 1.2.2.2 プレート間地震

プレート間地震は、「1.2.1 敷地周辺で発生する地震に関する調査」で調査した結果に基づきプレートの境界の位置に震源を設定しなければならない。

プレート間地震の設定は、敷地周辺で過去に発生したプレート間地震に係る知見を参照した上で、国内外で発生した大規模なプレート間地震に係る知見を活用して行うこととする。

#### 【解説】

プレート間（境界）に発生した大地震は、過去に同じ場所に繰り返し発生していることが多いことから、過去の地震の起こり方や既往の研究成果の知見を参照して設定することができる。

歴史地震の震央位置は地震のエネルギー放出中心を表し、近年の計器観測による震央位置は震源の破壊開始点を表している。そのため、検討用地震の震源位置は過去の地震の震央位置だけではなくプレート境界の位置を考慮して設定することがより合理的である。プレート境界の位置は、「1.2.1 敷地周辺で発生する地震に関する調査」で述べた中・小・微小地震の分布や既往の研究成果（過去の大地震の震源を評価した研究例等）等による知見を参照して定めることができる。

プレート間地震の設定に際して、敷地周辺で過去に発生したプレート間地震に係る知見を参照することとし、2011年東北地方太平洋沖地震等の国内外で発生した大規模なプレート間地震に係る研究成果等についても、地震の発生機構やテクトニクス的背景の類似性を考慮した上で活用することが重要である。

### 1.2.2.3 海洋プレート内地震

海洋プレート内地震は、「1.2.1 敷地周辺で発生する地震に関する調査」で調査した結果に基づき、海洋プレート内の適切な位置に震源を設定しなければならない。

海洋プレート内地震の設定は、メカニズムや規模及び発生位置に関する地域的な特徴を踏まえた上で、国内外で発生した大規模な海洋プレート内地震に係る知見を活用して行うこととする。

#### 【解説】

海洋プレート内の地震の特徴としては、地震波が減衰せずに遠くまで伝わり震度分布が異常震域を示すことが多く、また、震源のやや深い沈み込んだ海洋プレート内地震（スラブ内地震）は、原子力施設の設計において影響が大きい短周期地震動（短周期の成分が卓越する地震動）を励起すること等が挙げられる。

計器観測開始以前に発生した過去の海洋プレート内地震は、震源深さの特定が困難であることから、プレート間地震に比べて地震記録が少ない。しかしながら、近年の高密度高精度の地震観測網によるデータの蓄積により、特に、東日本の沈み込んだ海洋プレート内地震（スラブ内地震）については、海野, 他 (2001) (1.2.2.3-1) 及び Kosuga et al. (1996) (1.2.2.3-2) によりメカニズムや規模及び発生位置に関して地域的な特徴を示す知見が示されている。また、芸予地震のように同じ場所で繰り返し発生している例もある。

海洋プレート内地震は、これらを総合的に判断して震源を設定することができる。その際には、敷地周辺で過去に発生した海洋プレート内地震に係る知見を参照することとし、国内外で発生した大規模な海洋プレート内地震に係る知見についても、地震の発生機構やテクトニクス的背景の類似性を考慮した上で活用することが重要である。

#### 1.2.2.4 その他の地震

内陸地殻内地震，プレート間地震及び海洋プレート内地震に分類できない地震については，別途考慮しなければならない。

#### 【解 説】

日本列島周辺では，内陸地殻内地震，プレート間地震及び海洋プレート内地震の他，火山性の地震等がある。

火山の山体の周辺では岩盤の浅い部分に局所的に力が働いており，火山活動に伴って中小規模の地震が発生することがある。桜島の大噴火に伴った1914年の桜島の地震

( $M7.1$ )のように，稀に $M7$ 程度の大地震が起こることがある。火山の周辺などでは，微小地震の集中域や群発地震活動が見られることがあり，中・小・微小地震の分布を検討する際には，火山との関連性に留意することが重要である。

なお，東北日本の日本海側沖合において，1983年日本海中部地震( $M7.7$ )，1993年北海道南西沖地震( $M7.8$ )などの大きな地震が南北に連なるように発生した。この地域の地震を日本海東縁部の地震として分類することができる。

### 1.2.3 地震動評価

本項は、前項で選定した検討用地震に対して地震動を評価する方法について示す。

地震動の評価にあたっては、検討用地震の選定段階で考慮した地震の発生様式、地震波伝播経路等に応じた諸特性（その地域における特性を含む。）を十分に考慮するとともに、敷地における地震観測記録等から得られる敷地周辺の地震動特性を十分に考慮しなければならない。

地震動評価は、原則として、距離減衰式に基づいた「経験的な方法」及び「断層モデルを用いた方法」により評価しなければならない。考慮する検討用地震の震源が敷地に近く、その破壊過程が、敷地の地震動評価に大きな影響があると考えられる場合には、断層モデルを用いた地震動評価を重視する。

#### 【解説】

「設置許可基準規則解釈」「別記2-5」で記述されている「応答スペクトルに基づく地震動評価」は、ここでは距離減衰式に基づいた「経験的な方法」と呼ぶこととする。したがって、「応答スペクトルに基づく地震動評価」手法のうち、震源の広がりを考慮した手法は、距離減衰式に基づいた「経験的な方法」に分類する。震源の広がりを考慮した等価震源距離を距離のパラメータに用いる距離減衰式や、小林・翠川の手法がこれに該当する。

断層モデルとは、地震の原因である断層運動を表現したモデルであり、断層モデルによる地震動評価とは、このモデルをもとに、地震動を評価することである。震源が敷地に近い場合には、その破壊過程が地震動評価に大きな影響を与える可能性があることを重視し、地震動評価について、より詳細な検討を実施することが重要となる。

### 1.2.3.1 敷地における地震動特性

検討用地震の地震動特性の評価に際しては、震源特性、伝播経路特性及び地盤の増幅特性を適切に考慮しなければならない。その際には、敷地において得られた地震観測記録の諸特性や地下構造調査結果等を参考にすることができる。

#### 【解説】

敷地において得られた地震観測記録（鉛直アレイ地震観測記録、水平アレイ地震観測記録）には、周辺で発生する地震の震源特性や伝播経路特性、評価地点の地盤増幅特性が反映されているため、観測記録を用いて、これらの諸特性を検討することができる。地盤増幅特性の検討に際して、地震活動が低調な地域では、速度計等の高感度地震計を用いた連続地震観測を行い低振幅の観測記録を収集することができる。常時微動記録を用いたその他の調査として、微動アレイ探査や地震波干渉法等がある。

地下構造調査には、「第2章 地質・地盤調査」で述べるように、ボーリング調査（PS 検層、ボーリングコア観察、室内試験）、屈折法・反射法地震探査、オフセット VSP 探査等がある。これらの調査の結果により、地層の傾斜・褶曲構造、地震基盤の位置・形状、岩相・岩質の不均一性、及びこれらの地震波速度構造や地盤の減衰特性等を把握することができる。調査に当たっては、目的や地質特性に応じて、結果の信頼性や精度を確保できるよう、調査手法・仕様を選定しなければならない。

これらの多角的な地震観測及び地下構造調査を高密度で実施することにより、三次元的な地下構造による地盤増幅特性への影響を検討することができる（1.2.3.1）。

以上に示す地震観測記録の諸特性や地下構造調査結果等に基づく総合的な分析を行うことにより、敷地における地震動特性を把握し、地下構造モデル等を設定して地震動評価へ適切に反映しなければならない。

### 1.2.3.2 経験的な方法

距離減衰式に基づいた経験的な方法により地震動を評価する場合は、用いる距離減衰式の特徴や適用性を考慮しなければならない。特に、敷地において地震観測記録が多数得られている場合には、その平均的な諸特性を考慮することとする。

以下に示す手法は、原子力発電所の立地に適している解放基盤相当における地盤特性が明らかな観測点のデータを回帰分析した距離減衰式に基づいており、地盤の特性に応じた地震動の応答スペクトルをより精度良く算定することができる。

#### (1) 解放基盤表面における周期 0.02 秒から 5 秒の地震動の応答スペクトル

水平・鉛直地震動の応答スペクトルは、マグニチュード  $M$  と等価震源距離  $X_{eq}$ 、解放基盤表面の弾性波速度、地震基盤から表層の卓越周期を用いて以下のように得られる。水平地震動応答スペクトルの考え方を図 1.2.3.2-1 に示す。

なお、等価震源距離  $X_{eq}$  (km) は次式で与えられる。

$$X_{eq}^{-2} = \frac{\int e_m X_m^{-2} ds}{\int e_m ds} \dots\dots\dots (1.2.3.2-1)$$

ただし、 $X_m$  : 観測点から断層面の各微小領域  $m$  への距離(km)

$e_m$  : 断層面上の各微小領域  $m$  からの地震波エネルギーの相対的放出分布 ( $e_m$  が不明の場合には一様分布として与える。)

$ds$  : 断層面の微小領域  $m$  の面積(km<sup>2</sup>)

#### a. 地震基盤における応答スペクトル

地震基盤における水平地震動の応答スペクトル  $S_b(T)$  (減衰定数 5% の加速度応答スペクトル(cm/s<sup>2</sup>)) は、表 1.2.3.2-1 で表される周期  $T(s)$  における擬似速度応答スペクトル  ${}_pS_v(T)$  (cm/s) に基づいて得られる (以下、表 1.2.3.2-1 で表される周期  $T(s)$  における応答スペクトルの座標点を「コントロールポイント」という。)。任意のマグニチュード  $M$  と等価震源距離  $X_{eq}$  (km) に対してコントロールポイントの値を求めるには、まず  $\log {}_pS_v$  を  $M$  によって補正し、ついでこれを  $\log X_{eq}$  によって補正して求める。図 1.2.3.2-2 に表 1.2.3.2-1 の各コントロールポイントの擬似速度応答スペクトルを示す。

#### b. 解放基盤表面における応答スペクトル

解放基盤表面における水平あるいは鉛直地震動の応答スペクトル  $S(T)$  は、地震基盤における水平地震動  $S_b(T)$  を共通として、これに水平地震動あるいは鉛直地震動の地盤増幅率  $\alpha(T) \cdot \beta(T)$  を乗じて次式により求められる。



$$S(T) = S_b(T) \times \alpha^2(T) \times \beta(T) \dots\dots\dots (1.2.3.2-2)$$

$\alpha(T)$ ,  $\beta(T)$  は水平地震動の場合は式(1.2.3.2-3), 鉛直地震動の場合は式(1.2.3.2-4)で与えられる。

$$\alpha_h(T) = \begin{cases} \left(\frac{V_s}{V_{sb}}\right)^{-\delta_h(T)} & (T \leq T_{s1}) \\ \left(\frac{V_s}{V_{sb}}\right)^{-\delta_h(T_{s1})} & (T > T_{s1}) \end{cases}, \beta_h(T) = \begin{cases} 1 & (T \leq T_{s1}) \\ \left(\frac{T}{T_{s1}}\right)^{-\log\alpha_h(T_{s1})} & (10T_{s1} > T \geq T_{s1}) \dots\dots\dots (1.2.3.2-3) \\ 10^{-\log\alpha_h(T_{s1})} & (T \geq 10T_{s1}) \end{cases}$$

$$\alpha_v(T) = \begin{cases} \alpha_{bv}(T) \times \left(\frac{V_p}{V_{pb}}\right)^{-\delta_v(T)} & (T \leq T_{p1}) \\ \alpha_{bv}(T) \times \left(\frac{V_p}{V_{pb}}\right)^{-\delta_v(T_{p1})} & (T > T_{p1}) \end{cases}, \beta_v(T) = \begin{cases} 1 & (T \leq T_{p1}) \\ \left(\frac{T}{T_{p1}}\right)^{-\log\left\{\frac{\alpha_v(T_{p1})}{\alpha_{bv}(T_{p1})}\right\}} & (10T_{p1} > T \geq T_{p1}) \dots\dots\dots (1.2.3.2-4) \\ 10^{-\log\left\{\frac{\alpha_v(T_{p1})}{\alpha_{bv}(T_{p1})}\right\}} & (T \geq 10T_{p1}) \end{cases}$$

ここで,  $V_s, V_p$  は解放基盤表面の S 波速度及び P 波速度(km/s)で,  $V_{sb}=2.2$  km/s,  $V_{pb}=4.2$  km/s とする。 $T_{s1}, T_{p1}$  は水平地震動及び鉛直地震動に対する地盤の卓越周期(s),  $\delta_h(T), \delta_v(T), \alpha_{bv}(T)$  は表 1.2.3.2-2 で与えられる係数である。図 1.2.3.2-3 は水平地震動及び鉛直地震動の地盤増幅率の算定例である。

本手法を用いるにあたっての適用性等の留意事項を, 「附属書 1.1 経験的な方法に用いる手法の留意事項」に示す。

(2) 地震動の経時特性

水平・鉛直地震動の振幅包絡線は式(1.2.3.2-5)で与える図 1.2.3.2-4 の形状とし, 各区間の継続時間(s)をマグニチュード  $M$  及び等価震源距離  $X_{eq}$ (km)を変数として式(1.2.3.2-6)で与える。

$$\begin{aligned} E(T) &= (T/T_b)^2 & (0 < T \leq T_b) \\ E(T) &= 1 & (T_b < T \leq T_c) \dots\dots\dots (1.2.3.2-5) \\ E(T) &= e^{\frac{\ln(0.1)}{T_d - T_c}(T - T_c)} & (T_c < T \leq T_d) \end{aligned}$$

$$T_b = 10^{0.5M - 2.93}, T_c - T_b = 10^{0.3M - 1.0}, T_d - T_c = 10^{0.17M + 0.54 \log X_{eq} - 0.6} \dots\dots\dots (1.2.3.2-6)$$

表 1.2.3.2-1 のコントロールポイントのマグニチュード  $M$  と等価震源距離  $X_{eq}$  (km) の地震動に対する振幅包絡線を図 1.2.3.2-5 に示す。

表 1.2.3.2-1 地震基盤における水平地震動のコントロールポイント

	M	X <sub>eq</sub> (km)	コントロールポイントの座標 $pS_v$ (cm/s)							
			A	B	C	D	E	F	G	H
			T <sub>A</sub> (s)	T <sub>B</sub> (s)	T <sub>C</sub> (s)	T <sub>D</sub> (s)	T <sub>E</sub> (s)	T <sub>F</sub> (s)	T <sub>G</sub> (s)	T <sub>H</sub> (s)
			0.02	0.09	0.13	0.30	0.60	1.00	2.00	5.00
極近距離	8.5	40	1.62	18.44	27.32	47.87	68.05	64.66	53.52	40.06
	8	25	1.69	20.05	28.96	48.22	67.80	65.25	52.51	38.35
	7	12	1.40	17.20	24.84	33.86	43.42	36.42	25.15	17.85
	6	6	1.04	12.82	18.51	21.84	23.17	17.41	9.64	3.88
近距離	8.5	80	0.73	7.36	11.43	22.92	34.79	32.58	27.60	21.96
	8	50	0.67	7.45	11.17	20.05	28.65	27.06	22.70	17.19
	7	20	0.78	9.44	13.64	19.10	24.83	20.69	14.46	10.37
	6	8	0.77	9.45	13.65	16.23	17.18	12.73	7.16	2.89
中距離	8.5	160	0.26	2.22	3.67	9.45	15.17	14.83	13.64	12.26
	8	100	0.32	3.08	4.86	10.27	16.04	14.96	12.73	10.37
	7	50	0.23	2.65	4.01	6.02	7.64	6.68	4.87	3.64
	6	25	0.21	2.49	3.60	4.54	4.84	3.98	2.07	0.86
遠距離	8.5	200	0.18	1.44	2.43	6.87	11.17	11.17	10.67	10.04
	8	200	0.10	0.80	1.35	3.82	6.21	6.21	5.93	5.58
	7	125	0.046	0.43	0.70	1.34	1.81	1.59	1.26	1.05
	6	78	0.041	0.45	0.65	0.95	1.03	0.80	0.49	0.22

$pS_v$ の値は、減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルの絶対値

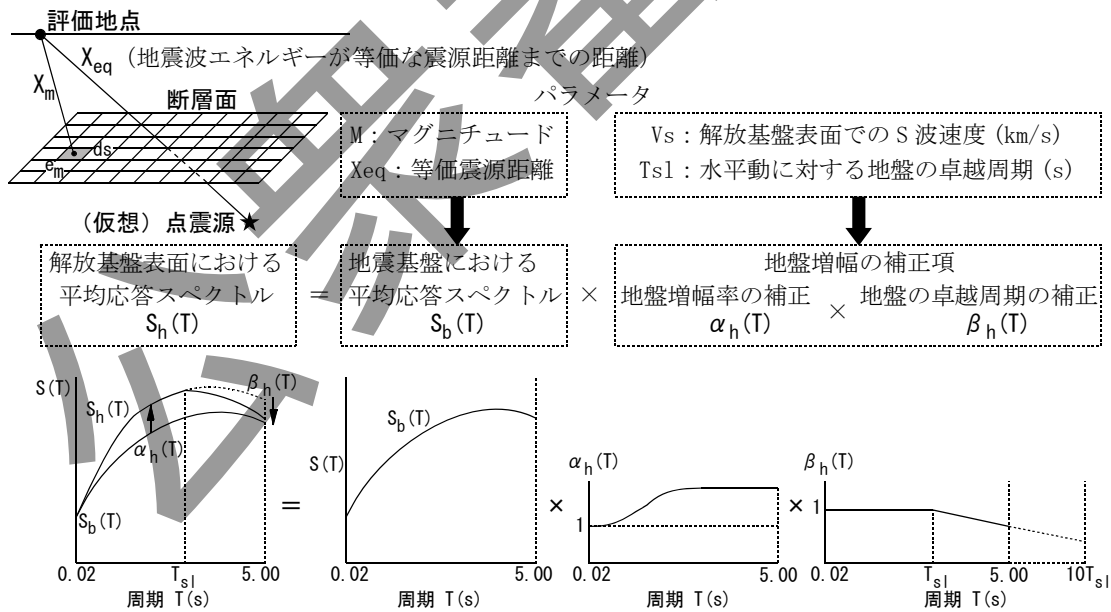


図 1.2.3.2-1 水平地震動応答スペクトルの考え方

表 1.2.3.2-2 コントロールポイントの補正係数  $\delta_h, \delta_v, \alpha_{bv}$

	コントロールポイントの補正係数							
	A	B	C	D	E	F	G	H
	$T_A(s)$	$T_B(s)$	$T_C(s)$	$T_D(s)$	$T_E(s)$	$T_F(s)$	$T_G(s)$	$T_H(s)$
	0.02	0.09	0.13	0.30	0.60	1.00	2.00	5.00
$\delta_h(T)$	0	0.03	0.05	0.35	0.48	0.61	0.80	0.83
$\delta_v(T)$	0.12	0.26	0.42	0.67	0.90	1.03	1.10	1.09
$\alpha_{bv}(T)$	0.58	0.55	0.52	0.59	0.56	0.60	0.70	0.75

全てのコントロールポイント（マグニチュードM及び等価震源距離 $X_{eq}$ の組合せ）に対して共通とする。

本表は $V_{sb}=2.2$  km/s,  $V_{pb}=4.2$  km/s として使うことを前提としている。したがって,  $V_s > 2.2$  km/s あるいは  $V_p > 4.2$  km/s の解放基盤表面においては,  $V_s=2.2$  km/s あるいは  $V_p=4.2$  km/s に対する値をそのまま用いるものとする。

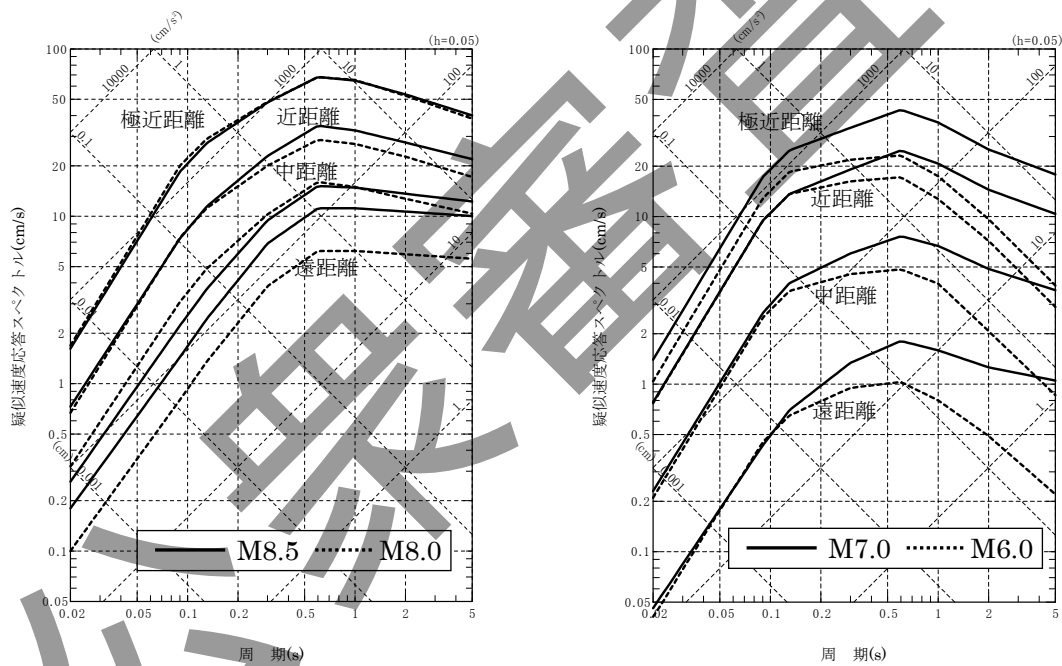


図 1.2.3.2-2 表 1.2.3.2-1 のコントロールポイントに基づく  
地震基盤の水平地震動の応答スペクトル

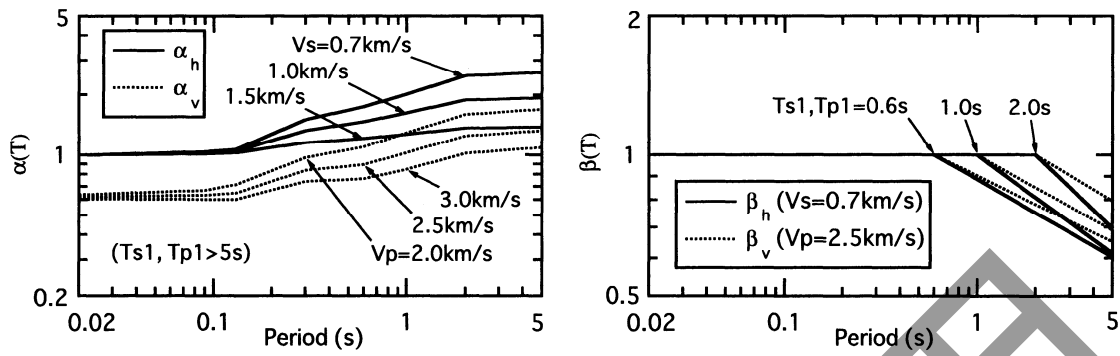


図 1.2.3.2-3 水平・鉛直地震動の地盤増幅率の例

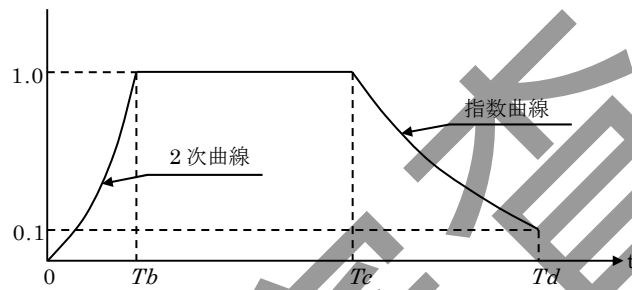


図 1.2.3.2-4 振幅包絡線の経時的変化

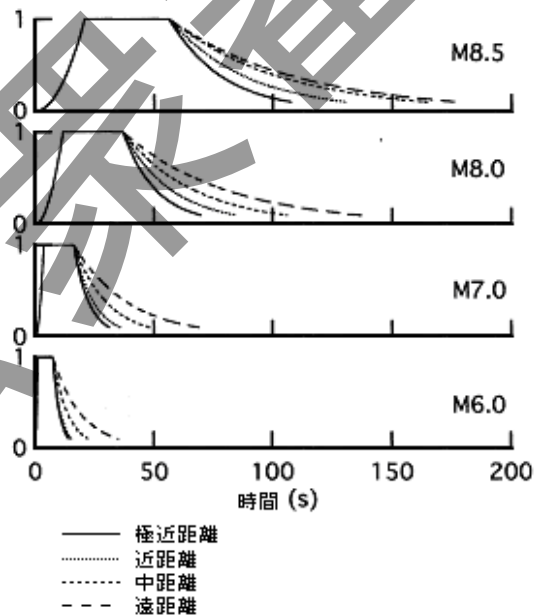


図 1.2.3.2-5 表 1.2.3.2-1 のマグニチュード  $M$  と等価震源距離  $X_{eq}$  の地震動に対する振幅包絡線の経時的変化

## 【解説】

距離減衰式に基づいた経験的な方法とは、距離減衰式に代表される、地盤特性に応じて地震のマグニチュードと震源からの距離の関係で地震動特性を評価する方法である。距離減衰式は、少ないパラメータ（説明変数）を用いて平均的な地震動の強さを示す指標として非常に有効なものである。

最も理想的な経験的方法とは、敷地で得られた観測記録を統計分析し距離減衰式を作成することであるが、統計分析が可能な十分な観測データを単一地点で得ることは困難である。通常、距離減衰式は震源特性や伝播特性の異なる多くの地震により、サイト特性の異なる多くの観測点で得られた記録を統計処理している。したがって、実際の地震動の評価に当たっては、予測の精度を十分に念頭に置く必要がある。近年では、地震観測網の充実に伴い、様々な距離減衰式が提案されているため、その特徴を踏まえ、評価地点における適用性を確認した上で用いることが可能である。

基準地震動  $S_s$  を定める解放基盤表面は、せん断波速度が概ね  $0.7 \text{ km/s}$  以上の値を有する硬質地盤で定義される。したがって、解放基盤表面における地震動をより正確に評価するには、震源からの地震波が評価地点近傍の地盤の影響を受けにくいと考えられる基盤、すなわち地震基盤における地震動を評価した上で、地震基盤から解放基盤表面への地盤増幅特性を把握する必要がある。

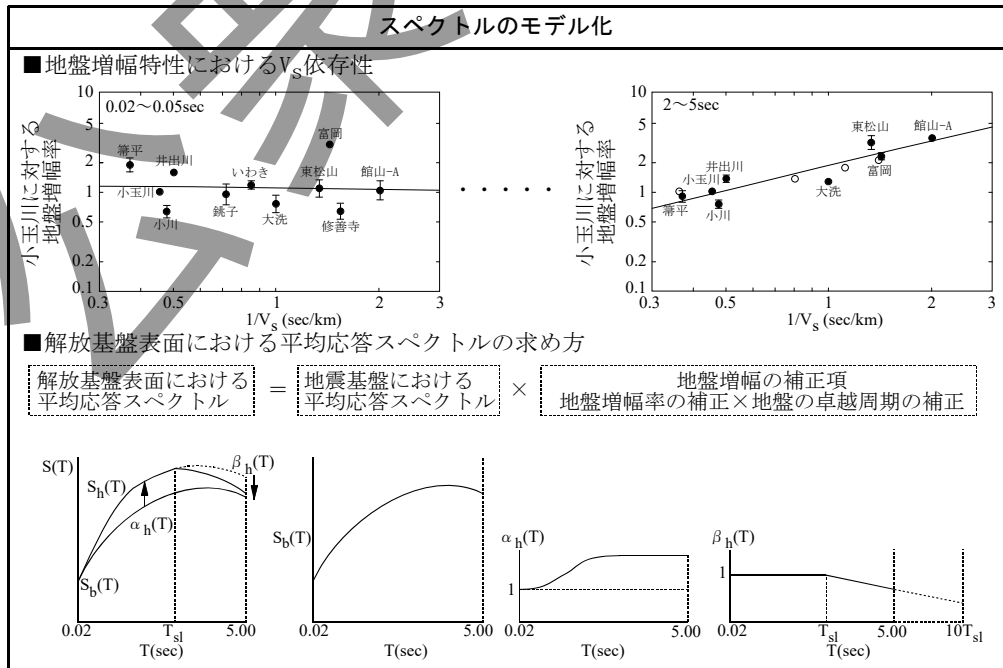
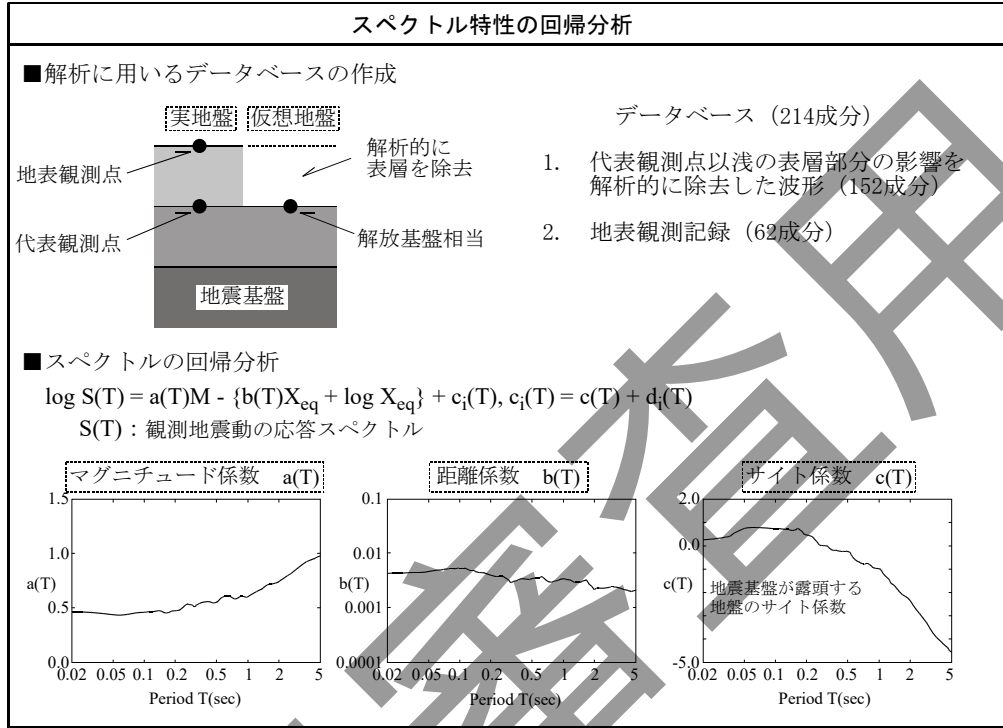
Nishimura et al. (2001) (1.2.3.2-1) 及び Noda et al. (2002) (1.2.3.2-2) による本手法は、解放基盤表面相当の地盤に加え、地震基盤の条件に近い地盤における近接5地点の同一地震の観測記録や、地震基盤及び上部の地盤における鉛直アレー観測記録を収集し、以下に示す考え方に基づいて策定された水平及び鉛直動の平均応答スペクトルの評価手法である。対象とする地盤は、地震基盤からせん断波速度  $0.7 \text{ km/s}$  程度までの解放基盤表面である。

その基本的な考え方は、せん断波速度  $2.0 \sim 2.8 \text{ km/s}$  の地層は地震動を考える場合の基準となる地盤と考えられること、観測記録の解析結果から、表層地盤内の地震波伝播特性は、水平地震動成分についてはせん断波の重複反射でモデル化され、鉛直地震動成分についてはP波の重複反射でモデル化されることである。この考え方に基づく検討のフローを水平動を例に解図 1.2.3.2-1 に示す。鉛直動も同様の考え方に基づいている。

また、地震基盤から解放基盤表面までの詳細な地盤構造が得られている場合には、その地盤構造に基づいて地震基盤の地震動から解放基盤表面の地震動を評価することができる。ただし、本文(1)、(2)に示す地震動評価手法は経験則に基づいており、地震基盤の地震動と地盤増幅特性を一体として評価したものであるため、敷地における観測記録を用いて経験的に補正することは良いが、地震基盤の地震動のみを抜き出し、別途地盤構造から理論的に求めた増幅特性を用いて解放基盤表面の地震動を評価する場合には、十分な検討が必要である。敷地固有のこのような考え方は、「1.3 震源を特定せず策定する地震動」の場合にも当てはまる。

本文に示す手法以外の従来の手法として、大崎の手法、小林・翠川の手法等が挙げられる。これらに加えて、敷地における観測記録を直接用いる方法や既往の地震によって激震地に生じた震害状況や物体の挙動から地震動の強さを推測する方法もある。

本文に示す手法以外の主な経験的な手法の概要を参考資料 1-10 に示す。



解図 1.2.3.2-1 水平地震動の平均応答スペクトルの求め方の概要

### 1.2.3.3 断層モデルを用いた方法

断層モデルを用いた地震動評価においては、以下に示す手順に従って巨視的断層パラメータや微視的断層パラメータ等の断層パラメータを適切に評価し、震源のモデル化を行った上で、適切な評価手法を用いて地震動評価を行わなければならない。

#### (1) 震源のモデル化

##### a. 震源断層の設定

既知の活断層に関する情報、地震活動、地殻変動等の情報をもとに、震源断層を設定しなければならない。

##### b. 巨視的断層パラメータの設定

巨視的断層パラメータとは、対象となる震源断層の長さや幅をもとに算定される断層面積や地震モーメントなどである。

内陸地殻内地震では、既往の経験式をもとに設定することができる。

一方、プレート間地震や海洋プレート内の地震では、過去に発生した地震の状況を示す情報が多く残されており、それらを活用することができる。

##### c. 微視的断層パラメータの設定

微視的断層パラメータとは、アスペリティの面積、実効応力、すべり量などである。具体的な設定の手順は、既往の研究成果をもとに設定することができる。

##### d. その他のパラメータの設定

その他のパラメータとは、断層の破壊開始点、破壊伝播速度等である。断層の破壊開始点やアスペリティの位置との関係は、地震動の評価結果に大きく影響を及ぼすことから、必要に応じて複数のモデルを設定しなければならない。

#### (2) 地震動評価手法

地震動評価には、以下の評価手法を用いることができる。

##### a. 理論的手法

##### b. 半経験的手法

a) 経験的グリーン関数法

b) 統計的グリーン関数法

##### c. ハイブリッド法

a) ハイブリッド合成法

b) ハイブリッドグリーン関数法

## 【解説】

### (1) 断層パラメータ

断層モデルによる地震動評価は、震源近傍における地震動特性をより詳細に表せる反面、モデル化には多くの情報を必要とし、具体的には以下のパラメータが必要である。

#### a. 巨視的断層パラメータ

巨視的断層パラメータとは、対象となる震源断層の長さ、幅、断層面積及び地震モーメント等のパラメータである。内陸地殻内地震では、例えば Somerville et al. (1999) (1.2.3.3-1) や入倉・三宅 (2001) (1.2.3.3-2) や Murotani et al. (2015) (1.2.3.3-3) などによる経験式をもとに設定することができる。一方、プレート間地震や海洋プレート内の地震では、三宅、他(2006)(1.2.3.3-4) などによる経験式等過去に発生した地震の状況を示す情報が多く残されており、それらを活用して設定することができる。

#### b. 微視的断層パラメータ

微視的断層パラメータとは、アスペリティ（プレート境界や断層面において固着の強さが特に大きい領域のことで、この領域が地震時にすべると、すべり量がまわりよりも大きくなり、大振幅の地震波を放出する。）の面積や、実効応力、すべり量などのパラメータである。

#### c. その他のパラメータ

その他のパラメータとは、断層の破壊開始点や、破壊伝播速度等である。断層破壊の複雑さを地震動評価に取り入れるための方法として、過去の地震の非一様なすべり破壊をもとにして抽出された統計的特質を特性化する方法がいくつか示されており、例えば、入倉・三宅 (2002) (1.2.3.3-5) や壇、他 (2002) (1.2.3.3-6) の研究成果や、地震調査研究推進本部 (2005) (1.2.3.3-7) による適用例がある。

このような特性化された震源モデルを作成する際に用いられる基本的な関係式の概要を参考資料 1-11 に示す。

### (2) 地震動評価手法

断層モデルを用いた地震動評価手法の概要を参考資料 1-12 に示す。

敷地において要素地震として適切な観測記録が有る場合には経験的グリーン関数法を採用することとし、無い場合は統計的グリーン関数法を採用することを原則とする。また、経験的グリーン関数法や統計的グリーン関数法の結果の妥当性を検討することを目的として、ハイブリッド法による地震動評価もあわせて実施する。

断層モデルによる地震動評価においては、震源のモデル化のみならず地震動を評価する敷地近傍の地下構造の詳細なモデル化も重要である。評価手法や敷地の状況に応じて、既存の文献調査や、深層ボーリング、屈折法・反射法探査、微動探査、重力探査などのデータから得られる深い地盤構造や、表層地質データやボーリングデータ等から得られる浅い地盤構造に関して検討が必要である。



### 1.3 震源を特定せず策定する地震動

「震源を特定せず策定する地震動」は、前節までに述べた方法により敷地ごとに震源を特定して地震動を策定した上で、更に別途考慮する地震動である。すなわち、敷地周辺の状況を十分考慮した詳細な調査を実施しても、なお敷地近傍において発生する可能性のある内陸地殻内の地震の全てを事前に評価しうるとは言い切れないことから考慮するものであり、その地震動は、震源と活断層を関連付けることが困難な過去の内陸地殻内の地震について得られた震源近傍の観測記録を収集し、これらを基に敷地の地盤物性を考慮して設定する。

#### 【解説】

震源と活断層を関連付けることが困難な過去の内陸地殻内の地震として、地震規模のスケージングの観点から、地表地震断層が出現しない可能性がある  $M_w$  6.5 未満の地震を検討対象とし、震源近傍の観測記録を抽出して、「震源を特定せず策定する地震動」を評価する。その際には、必要に応じて、地盤情報等を踏まえ、解放基盤表面の地震動の推定等を行う。

上記評価の参考として、震源と活断層を関連付けることが困難な過去の内陸地殻内地震による震源近傍の地震動レベルの検討事例を「参考資料 1-13 震源を特定せず策定する地震動として用いる応答スペクトルのレベル」に、地表の観測記録と地盤情報を用いた解放基盤表面の地震動の推定に関する検討事例を「参考資料 1-14 2004 年留萌支庁南部の地震における K-NET 港町観測点の基盤地震動」に示す(1.3-1) (1.3-2) (1.3-3) (1.3-4) (1.3-5)。

また、敷地周辺の地質・地質構造等について、「第 2 章 地質・地盤調査」で述べるとおり、地表に痕跡が生じにくい  $M_w$  6.5 以上の地震が発生した地域性として、活断層の成熟度が低い、上部に軟岩、火山岩、堆積層が厚く分布する等の特徴との関連について個別に検討する。

「震源を特定せず策定する地震動」の評価に際しては、最新の知見、特に震源近傍で得られた観測記録と照らし合わせて地震動レベルの妥当性を個別に確認することが望ましい。その際には、地点を特定しない評価として、地表に明瞭な痕跡を示さない震源断層に起因する震源近傍の地震動についての Motohashi et al. (2005) (1.3-6)による確率論的な評価や、地域性を考慮した個別地点ごとの評価として、内陸地殻内地震の地域ごとの最大マグニチュードに関する研究成果を踏まえた地震ハザード評価等を必要に応じて参考とすることが望ましい。

## 1.4 基準地震動 Ss の策定

基準地震動 Ss は「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」を考慮し、敷地の解放基盤表面における水平方向及び鉛直方向の地震動を適切な方法により策定しなければならない。その際には、工学的判断により地震動評価の過程における不確かさを考慮しなければならない。

策定した基準地震動について、基準地震動の応答スペクトルがどの程度の超過確率に相当するかを把握しなければならない。

### 【解説】

基準地震動 Ss は、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」と「震源を特定せず策定する地震動」から、敷地における解放基盤表面における地震動としてそれぞれ策定することを原則とする。

#### (1) 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

経験的な方法に基づき策定した「設計用応答スペクトル」及び断層モデルを用いた方法の双方により、基準地震動 Ss を策定することを原則とする。

基準地震動 Ss の策定における「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の取り扱いにあたっては、「震源要素（規模、位置等）」、「震源から敷地までの伝播特性」、「地盤（サイト）特性」の各特性及び地震動の「評価手法」に不確かさが含まれるため、工学的判断により、これら不確かさの影響をそれぞれの状況に応じて適切に考慮しなければならない。

##### a. 経験的な方法

経験的な方法により震源の不確かさを考慮するにあたっては、まず特定した震源に対して、最も確実度が高いと考えられる基本的な震源要素を基に、地震学的知見に整合が取れる範囲で規模と位置を設定する。そのうえで、例えば、地震カタログ間で相違がある場合や、最新の知見として認められた見解が示されている場合には、その妥当性を吟味して考慮する。「設計用応答スペクトル」は、「1.2.3.2 経験的な方法」により地震動を評価し、対応する減衰定数 5% の応答スペクトルを計算して、それらを包絡して設定することを原則とし、上記不確かさをその包絡に含めて地震動を策定しなければならない。ここで、敷地において適切な地震観測記録が得られている場合は、「1.2.3.2 経験的な方法」の方法に対する残差を求め、付加することにより地震動評価の精度が向上する（具体的な方法は、「附属書 1-1 経験的な方法に用いる手法の留意事項」を参照）。

上記のようにして求めた、「設計用応答スペクトル」に適合するように模擬地震波を作成し基準地震動  $S_s$  とする。模擬地震波の具体的な作成方法の例を参考資料 1-15 に示す。

なお、敷地における観測記録等の位相特性についても必要に応じて留意する。

#### b. 断層モデルを用いた方法

断層モデルを用いた方法により震源の不確かさを考慮するにあたっては、敷地に大きな影響を与えると考えられる支配的な断層パラメータについて要因分析を行い、パラメータスタディを行った上で地震動評価を実施する。その際には、最も確実度が高いと考えられる震源要素を基に、地震学的知見に整合が取れる範囲でパラメータについて組み合わせの必要性に留意して考慮する。その上で、例えば、最新の知見として認められた見解が示されている場合にはその妥当性を吟味し、各パラメータ間の関係式を満たすように留意して考慮する。

また、破壊開始点やアスペリティの位置については、「1.2.3.3 断層モデルを用いた方法」に示すように、必要に応じて複数のモデルを設定する。

内陸地殻内地震の震源特性の検討事例として、参考資料 1-16 に 2007 年新潟県中越沖地震の震源特性を示す。

なお、震源が敷地に近い場合を除き、断層モデルを用いた方法により評価した地震動の応答スペクトルは経験的な方法による評価結果と比較・検討する必要がある。

断層モデルを用いた方法による基準地震動  $S_s$  は、施設に与える影響の観点から地震動の諸特性（周波数特性、位相特性、継続時間等）を考慮して、「設計用応答スペクトル」との比較等により、複数の検討用地震の評価結果から適切に選定し、計算により求まる地震波形をそのまま用いて策定する。ただし、断層モデルを用いた方法による計算結果が明らかに小さい場合や、断層モデルを用いた方法による計算結果に対して、「設計用応答スペクトル」が全周期帯にわたって上回ることにより十分に余裕をもって包絡した場合には、「設計用応答スペクトル」による結果で代表させることもできる。

#### (2) 震源を特定せず策定する地震動

「震源を特定せず策定する地震動」は減衰定数 5% の応答スペクトルで評価する。具体的な評価例は「1.3 震源を特定せず策定する地震動」に示すとおりであり、このように評価した「震源を特定せず策定する地震動」から基準地震動  $S_s$  を策定することを原則とする。ただし、「震源を特定せず策定する地震動」から基準地震動  $S_s$  を策定する際には、「設計用応答スペクトル」との関係から、以下のように策定することができる。

- a. 評価した応答スペクトルが、「設計用応答スペクトル」を 0.02 秒から 5 秒（「震源を特定せず策定する地震動」の応答スペクトル及び「設計用応答スペクトル」の設定範囲）で下回る場合には「設計用応答スペクトル」で代表
- b. 「設計用応答スペクトル」を一部の周期帯で上回る場合には双方を個別に評価

- c. 「設計用応答スペクトル」を 0.02 秒から 5 秒で上回る場合には「震源を特定せず策定する地震動」の応答スペクトルで代表

(3) 基準地震動  $S_s$  の策定の流れ

基準地震動  $S_s$  の策定フローを解図 1.4-1 に示す。水平方向・鉛直方向とも同様の方法で評価することを原則とする。

(4) 震源が敷地に極めて近い場合の評価

震源断層から地表地震断層まで含めた断層全体を考慮し、地表地震断層の極近傍において断層のすべりに起因する大きな変位波形であるフリングステップ等、震源極近傍における地震動の特徴に関する知見を踏まえて震源モデルを構築する必要がある。これらの特徴を再現可能な解析手法として波数積分法等があり、統計的グリーン関数法あるいは経験的グリーン関数法と適切に組み合わせて地震動評価を行うことができる。

震源が敷地に極めて近いことに鑑み、破壊進行パターン等の設定において不確かさを考慮し、浅部及び深部の破壊シナリオを適切に設定するとともに十分な安全余裕を考慮して地震動評価を行う必要がある。

震源極近傍における地震動の特徴に関する検討事例を参考資料 1-17 に示す。

(5) 地震動の超過確率の参照

「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」について、それぞれ策定した基準地震動  $S_s$  の応答スペクトルがどの程度の超過確率に相当するかを把握する。超過確率を参照する際には、日本原子力学会（2015）(4.4)等示される地震ハザード解析手法を適宜参考にして一様ハザードスペクトルを算定し、基準地震動  $S_s$  の応答スペクトルと比較する。地震ハザード解析にあたっては、対象サイトに将来影響を及ぼす可能性のある地震の震源モデル及び対象サイト周辺地域の震源特性や地震動伝播特性を考慮した地震動評価モデルを適切に設定するとともに、地震ハザード評価に大きな影響を及ぼす地震と検討用地震との対応を確認する。

(6) その他

基準地震動  $S_s$  の策定過程における調査、評価等に当たっては、最新の科学的・技術的知見を踏まえることとする。また、既往の資料を用いる場合は、既往の資料の調査目的、調査精度、評価方法について吟味するとともに、既往の資料の調査及び評価結果と異なる結果が得られた場合などには、その根拠を明確にしておくこととする。

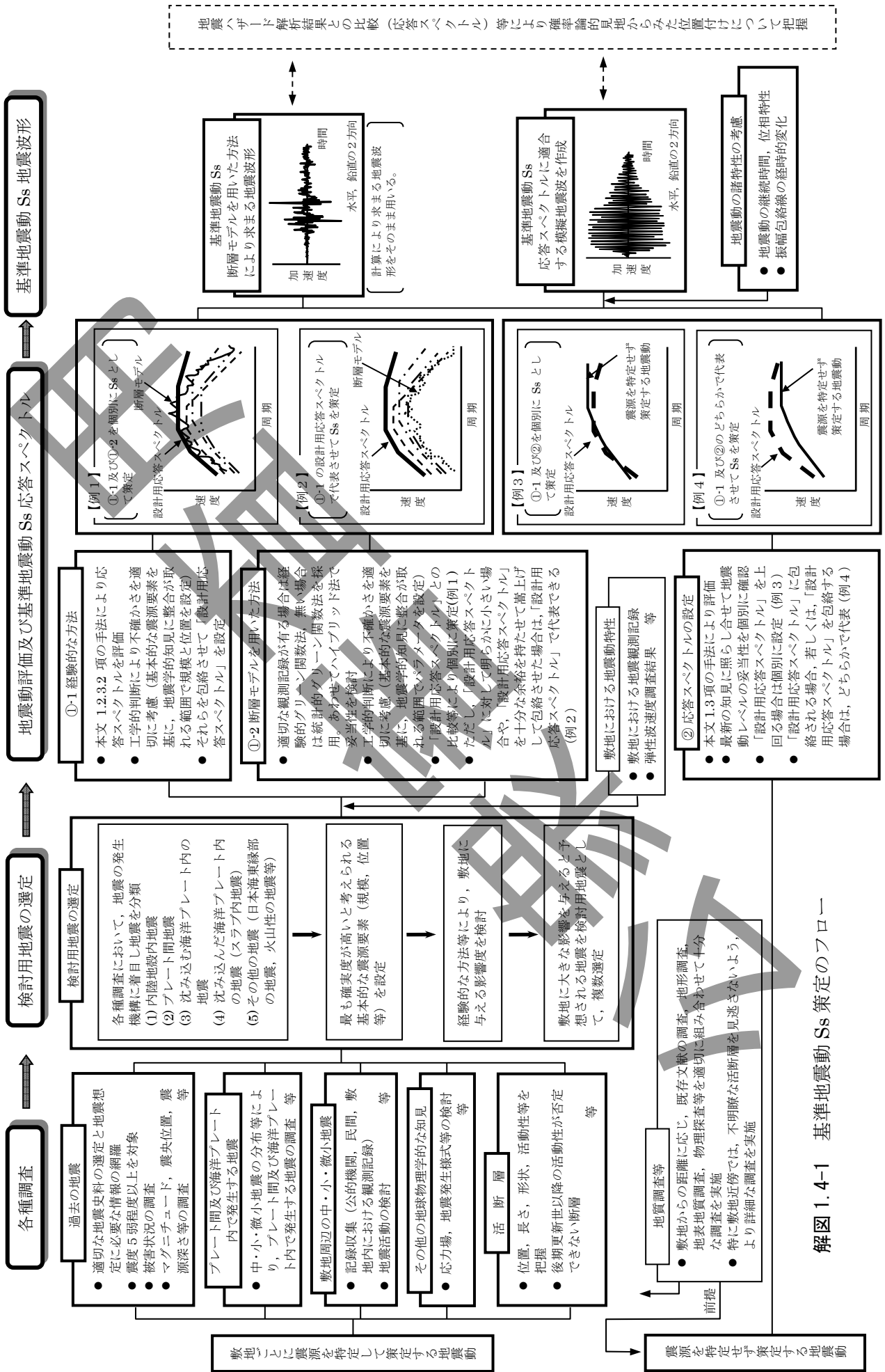


図 1.4-1 基準地震動 Ss 策定のフロー

## 附属書 1.1 経験的な方法に用いる手法の留意事項

本文「1.2.3.2 経験的な方法」に示した手法についての適用性等の留意事項を以下に示す。

### (1) 本手法の適用性

本手法を策定する際に用いた強震観測データは2種類ある。1つは地盤調査が十分なされた岩盤における観測記録であり、これらを用いて主に回帰分析により、地震動評価式の係数並びに地盤増幅率を評価している。これらのデータの範囲はマグニチュード  $M=5.5\sim 7.0$ ,  $X_{eq}=28\sim 202$  km, 震源深さは 60 km 以浅である。もう1つのデータセットとして、国内外の大地震に対する震源近傍の記録を用いて上記評価式が実現象の平均像を再現することを確認した。これらのデータの範囲は  $M=5.4\sim 8.1$ ,  $X_{eq}=14\sim 218$  km で、全ての地震の震源深さは 60 km 以浅の範囲に入っている。これらのデータは、地盤に関する情報について不確定な面は否定できないが、大地震の震源近傍までの本評価法の適用性を高める事に役立っている。Nishimura et al. (2001)<sup>(附 1.1-1)</sup>により回帰分析に用いた観測記録及び適用性確認結果を附図 1.1-1 に示す。また  $M>8.0$  については、理論的検討によって外挿し、 $M=8.5$  までの地震の地震動評価に供するようにしている。一方、本手法が適用できる地盤は用いたデータの範囲より、第三紀以前の岩盤であり、弾性波速度の範囲は(2)に示すとおりである。

また、敷地に多数の観測記録がある場合には、本評価法による地震動評価結果と比較の上、敷地固有の評価を行うこととする。

### (2) 本手法における地盤増幅

本手法では、硬さの異なる第三紀以前の地層で構成された岩盤での観測記録を用いて解放基盤表面における地盤の弾性波速度と地震動の地盤増幅率の関係を求めている。その際の弾性波速度の範囲は S 波速度  $V_s=0.5\sim 2.7$  km/s, P 波速度  $V_p=1.7\sim 5.5$  km/s である。

### (3) 本手法における地震基盤の考え方

本手法においては、地震基盤として通常定義されるせん断波速度  $V_s=3$  km/s よりも遅い  $V_s=2.2$  km/s ( $V_p=4.2$  km/s)の地層を基準に地盤増幅率を求め、解放基盤表面での地震動を評価している。

地震基盤での地震動を、本手法と別の手法によって求め、本手法の地盤増幅率を用いる場合は、この点について留意する必要がある。

#### 【解説】

地震基盤の考え方の経緯について、参考資料 1-9 に示す。

(4) 震源近傍における破壊伝播効果 (NFRD 効果)

震源近傍では、断層破壊の伝播と震源メカニズムの影響により、破壊の進行方向で断層走向と直交する水平地震動成分が長周期で大きくなる効果(以下「NFRD (Near Fault Rupture Directivity) 効果」という。)が指摘されている。この効果については、次式を乗ずることでスペクトルの補正が可能である。

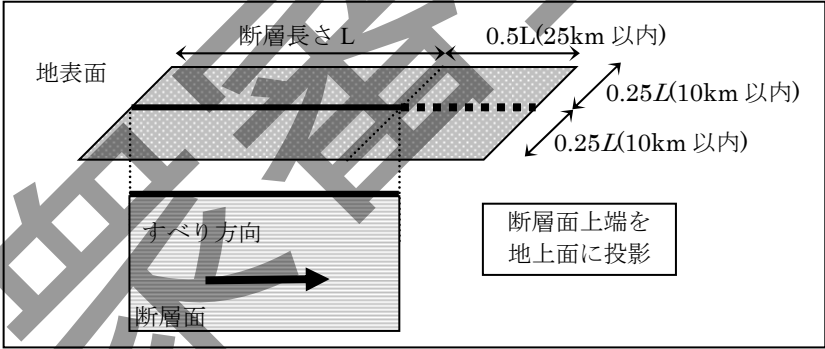
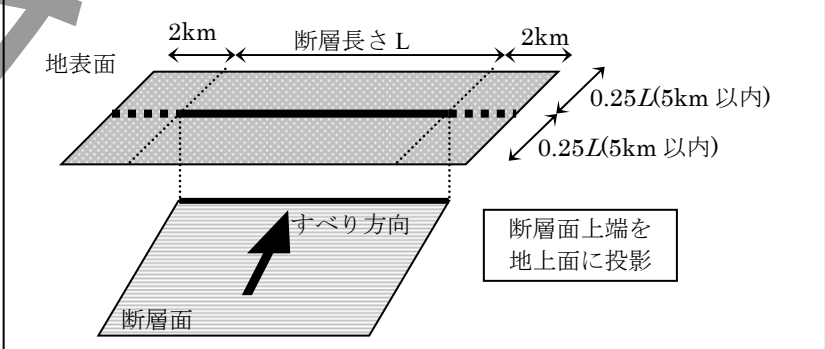
$$\lambda(T) = \begin{cases} 1 & (T \leq T_D) \\ 10^{\log(2.5) \times \log(T/T_D) / \log(T_H/T_D)} & (T_D \leq T) \end{cases} \dots\dots\dots \text{(附 1.1-1)}$$

ここで  $T$  は周期(s),  $T_b$ ,  $T_H$  は表 1.2.3.2-1 のコントロールポイント D と H の周期, すなわち 0.3(s) 及び 5(s) である。

【解説】

大野, 他(1998) <sup>(附 1.1-2)</sup> は、震源近傍における観測記録に基づき、NFRD 効果の卓越範囲を検討している。NFRD 効果の卓越範囲を地震のメカニズムごとに分析した結果を下表に示す。

卓越範囲にある地点においては、NFRD 効果によるスペクトルの補正をすることが望ましい。

メカニズム	NFRD 効果の卓越範囲
横ずれ	<p>断層上端から±0.25Lの幅の範囲(10km以内)で、かつ破壊伝播方向に断層端から0.5Lの範囲(25km以内)。</p>  <p>断層面上端を地上面に投影</p>
縦ずれ	<p>断層上端から±0.25Lの幅の範囲(5km以内)で、断層端から両側2km以内。</p>  <p>断層面上端を地上面に投影</p>

(5) 内陸地殻内地震に対する補正

内陸地殻内地震に適用する際には、地震基盤における水平地震動  $S_b(T)$  に対して附表 1.1-1 に示す補正係数を乗じると、地震動の平均的な特性をより正確に表すことができる。ただし、震源メカニズムによっては補正を加えない状態でそのままではまる例も認められることから、補正を施す際には、対象とする地震の震源メカニズム等を過去の地震の事例と照らし合わせ、妥当性を確認することとする。

(6) 観測記録に基づいた評価

敷地に多数の観測記録がある場合には、本評価法による地震動評価結果と比較の上、敷地固有の評価を行うこととする。特に、震源深さが 60 km 以上の地震（沈み込んだプレート内の深い地震・やや深発地震）は、(1) で述べた本手法を策定する際のデータの範囲外にあり、更に短周期領域の地震動が大きく、地域性を示すことが指摘されている。したがって、やや深発地震に対しては敷地ごとに観測記録をもとにした評価を別途行う必要がある。観測記録に基づいた地震動評価フローを附図 1.1-2 に示す。

(7) 減衰定数 5% 以外の応答スペクトル

減衰定数 5% 以外の場合は、減衰定数 5% の応答スペクトルに次式を乗じて応答スペクトル値を修正することを提案している。

$$\eta(T, h) = \begin{cases} \frac{1}{(1 + a(h - 0.05) \exp(-b \times T / T_{eq}))^{1/2}} & (T = T_C \sim T_H) \\ \frac{1}{(1 + a(h - 0.05) \exp(-b \times T_C / T_{eq}))^{1/2}} & (T = T_B) \\ 1 & (T = T_A) \end{cases} \quad \dots \text{ (附 1.1-2)}$$

ここで、 $h$  は減衰定数、 $T_{eq}$  は地震動の等価継続時間(s)であり、定数  $a, b$  とともに次式で与えられる。 $M$  はマグニチュード、 $X_{eq}$  は等価震源距離(km)、 $T$  は表 1.2.3.2-1 のコントロールポイントの周期(s)である。

$$T_{eq} = 10^{0.3M - 1.0} + 0.2 \times 10^{0.17M + 0.54 \log X_{eq} - 0.6} \quad \dots \text{ (附 1.1-3)}$$

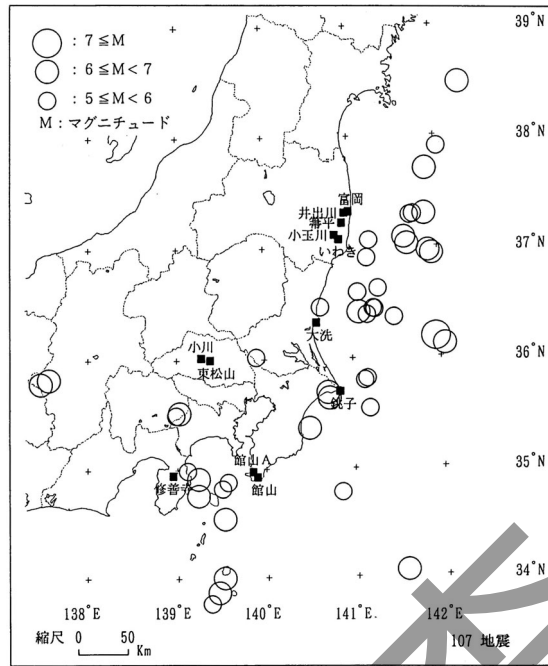
$$a = 15, b = 2.0 (h < 0.05); a = 13, b = 5.0 (h > 0.05) \quad \dots \text{ (附 1.1-4)}$$

【解説】

「1.2.3.2 経験的な方法」に示した手法は、減衰 5% の応答スペクトルである。ここでは、機器・配管系の耐震設計において 5% より低減衰の減衰定数が用いられていること等を考慮し、5% 以外の応答スペクトルの作成方法を示した。

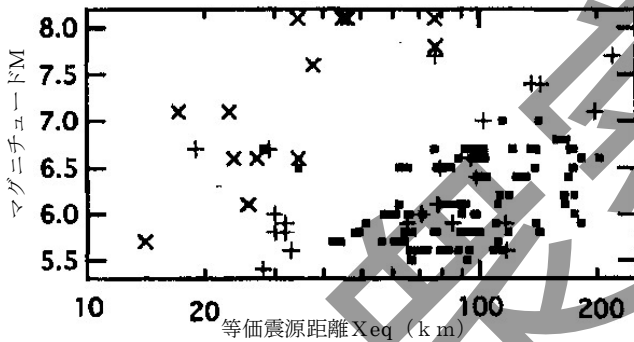
なお、模擬地震波を作成する際には、上記のように作成した複数の減衰定数による応答スペクトルを目標として作成することもできる。



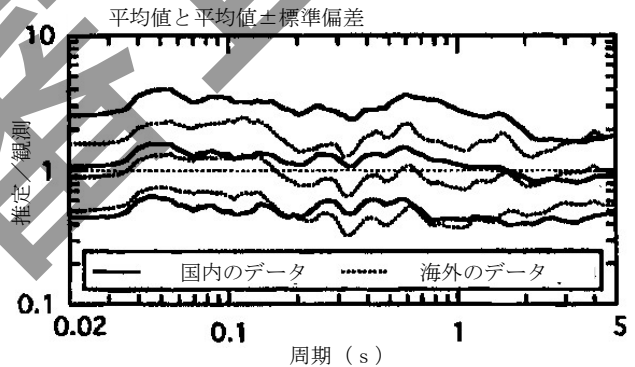


(a) 回帰分析に用いた観測記録の震央位置

- 回帰分析に用いたデータ
- + 適用性確認に用いた国内のデータ
- × 適用性確認に用いた海外のデータ



(b) 回帰分析及び適用性確認に用いた地震の規模と震源距離の分布 (附 1.1-1)



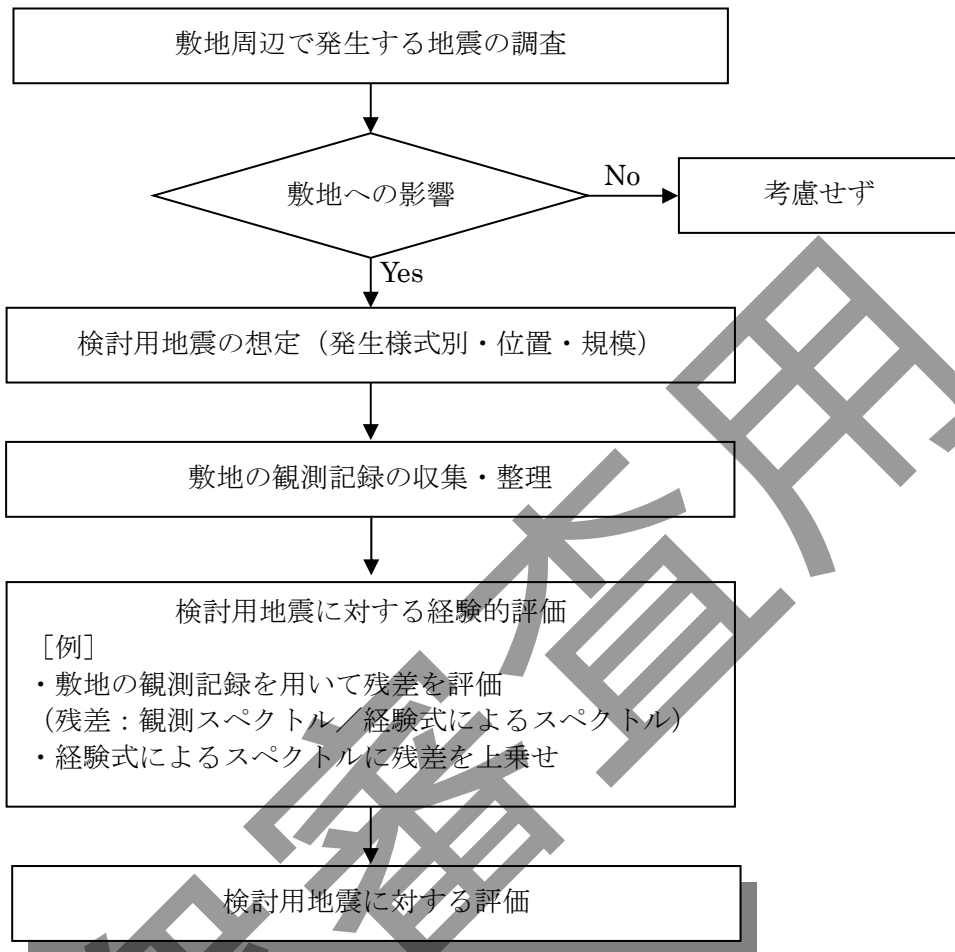
(c) 適用性確認に用いた観測記録に対する推定値の応答スペクトルの比率 (附 1.1-1)

附図 1.1-1 回帰分析に用いた観測記録及び適用性確認結果

附表 1.1-1 内陸地震に対するコントロールポイントの補正係数

	A	E	H
	$T_A(s)$	$T_E(s)$	$T_H(s)$
	0.02	0.6	5.0
補正係数	0.6	0.6	1.0

上記の周期間の補正係数は両対数軸で直線補間により与える。



附図 1.1-2 観測記録に基づいた地震動評価フロー

公衆衛生局

## 第1章 参考文献

- (1.1.2-1) 活断層研究会(編集)：新編 日本の活断層—分布図と資料，1991，東京大学出版会.
- (1.1.2-2) 国土地理院：都市圏活断層図，1995～.
- (1.1.2-3) 地質調査所環境地質部地震地質課：50万分の1活構造図シリーズについて，地質調査所月報，34,1,1983，pp.27-37.
- (1.1.2-4) 中田高，今泉俊文編：活断層詳細デジタルマップ，2002，東京大学出版会.
- (1.2-1) 内閣府地震調査研究推進本部：「全国を概観した地震動予測地図」報告書，2005，地震調査委員会.
- (1.2.1.1-1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会編：日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—第2版，2009，地震調査研究推進本部.
- (1.2.1.1-2) 寒川旭：地震考古学，1992，中公新書.
- (1.2.1.1-3) 田山実：大日本地震史料，震災予防調査会報告，46甲，乙，1-606，1-595，1904.
- (1.2.1.1-4) 武者金吉：増訂 大日本地震史料，1～3巻，1941～1943，文部省震災予防評議会.
- (1.2.1.1-5) 武者金吉：日本地震史料，1949，毎日新聞社.
- (1.2.1.1-6) 東京大学地震研究所編：新収 日本地震史料，1981～1994.
- (1.2.1.1-7) 国立天文台編：理科年表，丸善.
- (1.2.1.1-8) 気象庁：地震月報（カタログ編）.
- (1.2.1.1-9) Usami, T.: Study of Historical Earthquakes in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.54, 1979, pp.399-439.
- (1.2.1.1-10) 宇佐美龍夫，石井寿，今村隆正，武村雅之，松浦律子：日本被害地震総覧 599-2012，2013，東京大学出版会.
- (1.2.1.1-11) 宇津徳治：日本付近のM6.0以上の地震及び被害地震の表 1885年～1980年，地震研究所彙報，Vol.57，1982，pp.401-463.
- (1.2.1.1-12) 宇津徳治：地震活動総説，1999，東京大学出版会.
- (1.2.1.1-13) 宇佐美龍夫・大和探査技術（株）：わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図，1994，社団法人日本電気協会.
- (1.2.1.1-14) 気象庁・消防庁：震度に関する検討会報告書，2009.
- (1.2.1.1-15) 宇佐美龍夫：資料 日本被害地震総覧，1979，東京大学出版会.
- (1.2.1.1-16) 村松郁栄：震度分布と震源との関係，地震，第2輯，第3号，2001.
- (1.2.1.1-17) 東京都：地震の震度階解説表，1980，東京都総務局災害対策部.
- (1.2.2.1-1) 松田時彦：活断層から発生する地震規模と周期について，地震，第2輯，第28巻，1975，pp.269-283.
- (1.2.2.1-2) 武村雅之：日本列島における地殻内地震のスケーリング則 —地震断層の影響および地震被害との関係—，地震，第2輯，第51巻，1998，pp.211-228.

- (1.2.2.3-1) 海野徳仁, 長谷川昭: 東北日本弧における二重深発地震面と発震機構, 地震, 第2輯, 第35巻, 2001, pp.237-257.
- (1.2.2.3-2) Kosuga, M. et al. : Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 93, 1996, pp.63-89.
- (1.2.3.1) 佐藤浩章, 鳥居大輝: 原子力発電所の基準地震動策定における地下構造モデル化の現状と今後の展望, 電力中央研究所報告, O19002, 2019.
- (1.2.3.2-1) Nishimura, J. et al. : Response Spectra for Design Purpose of Stiff Structures on Rock Sites, *SMiRT 16 Paper # 1133*, 2001, pp.1-8.
- (1.2.3.2-2) Noda, S. et al. : RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, *The OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analyses*, 2002, pp.1-10.
- (1.2.3.3-1) Somerville, P. et al. : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, Vol.70, 1999, pp.59-80.
- (1.2.3.3-2) 入倉孝次郎, 三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 2001, pp.849-875.
- (1.2.3.3-3) Murotani, S. et al. : Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, *Pure and Applied Geophysics*, 172, 2015, pp.1371-1381.
- (1.2.3.3-4) 三宅弘恵, 室谷智子, 瀬藤一起: プレート境界地震のアスペリティのスケールリング則, 月刊地球, 号外 No.55, 2006, pp.86-91.
- (1.2.3.3-5) 入倉孝次郎, 三宅弘恵: 予測のための震源のモデル化, 月刊地球, 号外 N0.37, 2002, pp.62-77.
- (1.2.3.3-6) 壇一男, 佐藤俊明, 入倉孝次郎: アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム, 2002, pp.555-560.
- (1.2.3.3-7) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 「全国を概観した地震動予測地図」報告書 分冊2 震源を特定した地震動予測地図の説明, 2005.
- (1.3-1) 加藤研一, 宮腰勝義, 武村雅之, 井上大榮, 上田圭一, 壇一男: 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地質学的調査による地震の分類と強震動観測記録に基づく上限レベルの検討—, 日本地震工学会論文集 第4巻, 第4号, 2004, pp.46-86.

- (1.3-2) 原子力規制委員会 震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム：全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討 報告書，2019.
- (1.3-3) 原子力規制委員会 震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム：全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討 報告書 参考資料 標準応答スペクトルに係る検討について，2019.
- (1.3-4) 佐藤浩章，芝良昭，東貞成，功刀卓，前田宣浩，藤原広行：M6 クラスの内陸地殻内地震による強震記録の要因解明に向けた K-NET(HKD020)港町観測点での物理探査，物理探査学会第 129 回学術講演会講演論文集，2013，pp35-38
- (1.3-5) 佐藤浩章，芝良昭，東貞成，功刀卓，前田宣浩，藤原広行：物理探査・室内試験に基づく 2004 年留萌支庁南部の地震による K-NET 港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価，電力中央研究所報告，N13007，2013.
- (1.3-6) Motohashi, S. et al. : Probabilistic Evaluation of Near-Field Ground Motions due to Buried-Rupture Earthquakes Caused by Undefined Faults, *SMiRT 18-KM01-3*, 2005, pp3728-3742.
- (1.4-1) 日本原子力学会：原子力発電所に対する地震を起因とした確率論的リスク評価実施基準，2015.
- (附 1.1-1) Nishimura ,I. et al. : Response Spectra for Design Purpose of Stiff Structures on Rock Sites, *SMiRT 16 Paper # 1133*, 2001 , pp.1-8.
- (附 1.1-2) 大野晋，武村雅之，小林義尚：観測記録から求めた震源近傍における強震動の方向性，第 10 回日本地震工学シンポジウム，1998，pp.133-138.

## 参考資料 1-1 地震カタログ

以下に各地震カタログの概要を示す。

### (1) 理科年表

理科年表は毎年発行され、この中に「日本付近のおもな被害地震年代表」として有史以来のおもな被害地震が記載されている。

マグニチュード及び震央位置は、1884年以前の地震については「日本被害地震総覧」と「地震活動総説」、1885年から1923年7月までは「地震の事典」(第2版)<sup>(参1.1-1)</sup>、1923年8月以降は気象庁がFTPサイトで公開した値である。

### (2) 地震月報 (カタログ編)

地震月報 (カタログ編) は、気象庁により、月ごとの地震についてとりまとめて発行される地震カタログである。

マグニチュード及び震央位置は、従来は1926年から1960年までの地震については手作業により、1961年以降の地震については電算機処理により求められていたが、その後、1926年から1960年までの地震についても電算機処理により震源要素の再決定が行われ、「地震月報 別冊6」<sup>(参1.1-2)</sup>として1982年に発行されている。

### (3) 宇佐美カタログ (1979)

有史以来1975年8月までの被害地震617個が収録されている。

マグニチュード及び震央位置は、1884年以前の地震については、(4)に記載の「資料 日本被害地震総覧」<sup>(参1.1-3)</sup>に示されている改訂意見による値を、1885年から1925年までの地震については「宇津カタログ (1979)」<sup>(参1.1-4)</sup>による値を、1926年以降は気象庁による値を採用している。

### (4) 日本被害地震総覧

「資料 日本被害地震総覧」以降、「新編 日本被害地震総覧」<sup>(参1.1-5)</sup>、「新編 日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]」<sup>(参1.1-6)</sup>、「最新版 日本被害地震総覧[416]-2001」<sup>(参1.1-8)</sup>と内容を充実させ、2013年に出版されたものである。

「資料 日本被害地震総覧」は有史以来1975年までの被害地震について、宇佐美が各種地震資料に基づいて被害概要等を総合的にとりまとめたものである。マグニチュード及び震央位置は、1925年以前の地震については「理科年表」で用いられている値を、1926年以降の地震については、気象庁による値を記載しており、著者による改訂意見があればその値を示している。

「新編 日本被害地震総覧」は「資料 日本被害地震総覧」に「新収 日本地震史料」等を加え、更に「資料 日本被害地震総覧」の著者の改訂意見を考慮したものである。震央位置、マグニチュードに幅のあるものがあるが、著者によれば「1つの値を採用し

なければ、それぞれの中央値を取れば、まず無難であろう<sup>(参1.1-5)</sup>とされている。

「新編 日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]」は、1995年12月までの地震や、歴史地震に関する研究成果を追加等したものであり、これに2001年12月までの地震や、巻末に著者の私見等を追加等した「最新版 日本被害地震総覧 [416]-2001」が出版された。

「日本被害地震総覧」<sup>(参1.1-9)</sup>は、2012年12月までの地震や、歴史地震に関する最新の研究成果を追加等したものである。また、共同著者として新たに4名が加わった。

#### (5) 宇津カタログ (1982b)

1885年から1980年までの96年間に日本付近で起こったマグニチュード6.0以上の地震及び日本に被害をもたらした地震(マグニチュード6.0未満のものを含む)が収録されている。

マグニチュード及び震央位置は、1885年から1925年までの地震については著者が以前に発表した「宇津カタログ(1979)」を改訂したものを、1926年以降は気象庁による値を原則として採用している。このうち、1926年から1960年までの地震については、気象庁が震源要素を再決定した「地震月報 別冊6:1982年発行」の値を反映している。

なお、「宇津カタログ(1982b)」に対する訂正、追加をした「宇津カタログ(1985)」<sup>(参1.1-7)</sup>がある。

#### (6) 地震活動総説

416年から1997年までの被害地震を13の地域と遠地津波に分けたカタログが掲載されている。1884年以前の地震位置とマグニチュードは「新編 日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]」、1885年から1980年までの震源位置とマグニチュードは「宇津カタログ」(1979, 1982b, 1985)、1981年以降は気象庁資料による。

#### (7) わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図

599年から1884年までの地震に関して震度分布図・等震度線図が収録されている。震度分布については、「新収 日本地震史料」等の地震史料の中から震度推定可能なものを選び出してとりまとめたものが収録されている。等震度線図については、震度情報の精度に応じて作成されている。

#### (8) 地震観測網

独立行政法人防災科学技術研究所は、平成7年の阪神・淡路大震災以降、全国的な地震観測網の整備に着手し、地震発生後、即時にインターネットにより観測データを配信するシステムを確立させた。現在では、強震観測網(K-NET)、高感度地震観測網(Hi-net)、基盤強震観測網(KiK-net)及び広帯域地震観測網(F-net)が整備されている。ただし、



上記データを用いる場合には、地震観測地点の地盤状況に留意する必要がある。

#### 【参考文献】

- (参 1.1-1) 宇津徳治編：地震の事典，第2版，朝倉書店，2001.
- (参 1.1-2) 気象庁：改訂 日本付近の主要地震の表（1926年-1960年），気象庁地震月報 別冊6号，1982.
- (参 1.1-3) 宇佐美龍夫：資料 日本被害地震総覧，東京大学出版会，1979.
- (参 1.1-4) 宇津徳治：1885年～1925年の日本の地震活動，－ $M6$ 以上の地震および被害地震の再調査一，地震研究所彙報，Vol.54，1979，pp.253-308.
- (参 1.1-5) 宇佐美龍夫：新編 日本被害地震総覧，東京大学出版会，1987.
- (参 1.1-6) 宇佐美龍夫：新編 日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]，東京大学出版会，1996.
- (参 1.1-7) 宇津徳治：日本付近の $M6.0$ 以上の地震および被害地震の表 1885年～1980年（訂正と追加），地震研究所彙報，Vol.60，1985，pp.639-642.
- (参 1.1-8) 宇佐美龍夫：最新版 日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，2003.
- (参 1.1-9) 宇佐美龍夫，石井寿，今村隆正，武村雅之，松浦律子：日本被害地震総覧 599-2012，2013，東京大学出版会.

公衆衛生局

## 参考資料 1-2 マグニチュードの説明

地震規模を表すマグニチュードについては多くのものが発表されているが、我が国で広く使われているのは気象庁(2003)<sup>(参 1.2-1)</sup>のマグニチュード $M$ である。その他、物理的意味の明確なマグニチュードとして宇津(2001)<sup>(参 1.2-2)</sup>によるモーメントマグニチュード $M_w$ がある。地震計による記録のない地震については、河角のマグニチュード<sup>(参 1.2-2)</sup> $M_k$ から換算したマグニチュードを用いていることが多いが、震度分布図の面積からマグニチュードを推定している場合もある。

なお、気象庁マグニチュードについては、2003年9月に算出方法が変更され、1926年までさかのぼって地震リストの値が改訂された。改訂には別途行われている震源位置の決め直しの結果も反映されている。

### (1) 気象庁のマグニチュード $M$

#### a. 変更前

変更以前の算出方法は、震源深さ $h$ に応じ下記の式を用いていた。できるだけ多くの観測点につき $M$ を求め、平均をとるのは変更後も同じである。

##### a) $h \leq 60$ km の場合

$$M = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83 \quad (\text{坪井の式}) \dots\dots\dots (\text{参 1.2-1})$$

$$M = \log A_z + 1.64 \log \Delta + \alpha \quad (\text{ただし } M \leq 5.5) \dots\dots\dots (\text{参 1.2-2})$$

##### b) $h > 60$ km の場合

$$M = \log A + K(\Delta, h) \quad (\text{勝又の式}) \dots\dots\dots (\text{参 1.2-3})$$

$A$ は最大地動変位振幅(水平地震動2成分合成, 単位は $\mu\text{m}$ ),  $A_z$ は最大地動速度振幅(上下地震動, 単位は $10^{-3}\text{cm/s}$ ),  $\Delta$ は震央距離(単位はkm)で,  $\alpha$ は地震計の特性補正項である。 $h > 60$  kmの勝又の式における $K(\Delta, h)$ は震央距離と震源深さの関数である。

#### b. 変更後

変更後の算出方法にも、変位振幅を用いる方法と速度振幅を用いる二つの方法がある。

##### a) 変位振幅を用いる場合

マグニチュードは下式で与えられる。

$$M = \log A + \beta_D(\Delta, h) + C_D \dots\dots\dots (\text{参 1.2-4})$$

ここで,  $A$ は最大地動変位振幅(水平地震動2成分合成, 単位は $\mu\text{m}$ ),  $\beta_D$ は震央距離及び震源深さの関数であり,  $h$ が小さい場合に坪井の式に概ね整合するようにしている。 $C_D$ は気象庁の旧観測網と新観測網における地盤特性を補正する係数である。新観測網とは1994年から1995年以後新しく津波地震早期検知網として整備されたもので, この際旧観測網である多くの気象官署には震度計のみが配置されるようになった。

一応、旧地震観測網によるデータに対しては $C_D=0$ 、新地震観測網によるデータに対しては $C_D=0.2$ という定数調整を行うことになっているが、 $C_D$ による補正には、大きい地震に対する実績が無い。このため旧観測網の気象官署に設置された震度計の波形が十分使えるような大きな地震に対しては、震度計の波形データを用いて、従来の坪井の式により暫定措置としてマグニチュードを求めることとし、これを気象官署マグニチュードと呼んでいる。

b) 速度振幅を用いる場合

マグニチュードは下式で与えられる。

$$M = 1.173 \log A_z + \beta_v(\Delta, h) + C_v \dots \dots \dots \text{(参 1.2-5)}$$

ここで、 $A_z$ は最大地動速度振幅（鉛直地震動、単位は $10^{-3} \text{ cm/s}$ ）、 $\beta_v$ は震央距離及び震源深さの関数であり、変位振幅を用いたマグニチュードとの接続性に留意している。 $C_v$ は地震計の種類や設置状況に応じた補正係数である。

なお、複数のマグニチュードが求められた場合は、気象官署マグニチュード、変位振幅によるマグニチュード、速度振幅によるマグニチュードの順位で上位2つのマグニチュードを併記することとしている。

(2) モーメントマグニチュード $M_w$

大きい地震では、地震が大きくてもマグニチュードの値はその割りに大きくならない現象、いわゆるマグニチュードの飽和が起こる。そこで、断層の面積と断層のすべり量の積に比例し、物理的意味の明確な地震モーメント $M_0$ （単位は $\text{N} \cdot \text{m}$ ）を用いることで飽和を防ぐモーメントマグニチュードがある。

$$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5 \dots \dots \dots \text{(参 1.2-6)}$$

$M_0$ は、下式で与えられる。

$$M_0 = \mu DS \dots \dots \dots \text{(参 1.2-7)}$$

ここで、 $\mu$ は地盤の剛性率（単位は $\text{N/m}^2$ ）、 $D$ は断層面上の平均すべり量（単位は $\text{m}$ ）、 $S$ は断層面積（単位は $\text{m}^2$ ）である。

【参考文献】

(参 1.2-1) 気象庁：気象庁マグニチュードの改訂について，地震学会ニュースレター，Vol.15, 2003, No.3.

(参 1.2-2) 宇津徳治編：地震の事典，第2版，朝倉書店，2001.

### 参考資料 1-3 気象庁震度階級及び気象庁震度階級関連解説表

気象庁震度階級は、観測点における揺れの強さの程度を数値化した計測震度から換算され、両者の対応は参表 1.3-1 のとおりである。

気象庁震度階級関連解説表は、ある震度が観測されたときに、その周辺で、どのような現象や被害が発生するかを目安を示すものとされており、このうち木造建物（住宅）の状況等の抜粋を参表 1.3-2 に示す。

参表 1.3-1 気象庁震度階級

震度階級	計測震度	震度階級	計測震度
0	0.5 未満	5 弱	4.5 以上 5.0 未満
1	0.5 以上 1.5 未満	5 強	5.0 以上 5.5 未満
2	1.5 以上 2.5 未満	6 弱	5.5 以上 6.0 未満
3	2.5 以上 3.5 未満	6 強	6.0 以上 6.5 未満
4	3.5 以上 4.5 未満	7	6.5 以上

参表 1.3-2 気象庁震度階級関連解説表（抜粋）

● 木造建物（住宅）の状況

震度階級	木造建物（住宅）	
	耐震性が高い	耐震性が低い
5弱	—	壁などに軽微なひび割れ・亀裂がみられることがある。
5強	—	壁などにひび割れ・亀裂がみられることがある。
6弱	壁などに軽微なひび割れ・亀裂がみられることがある。	壁などのひび割れ・亀裂が多くなる。 壁などに大きなひび割れ・亀裂が入ることがある。 瓦が落下したり、建物が傾いたりすることがある。倒れるものもある。
6強	壁などにひび割れ・亀裂がみられることがある。	壁などに大きなひび割れ・亀裂が入るものが多くなる。 傾くものや、倒れるものが多くなる。
7	壁などのひび割れ・亀裂が多くなる。 まれに傾くことがある。	傾くものや、倒れるものがさらに多くなる。

（注1）木造建物（住宅）の耐震性により2つに区分けした。耐震性は、建築年代の新しいものほど高い傾向があり、概ね昭和56年（1981年）以前は耐震性が低く、昭和57年（1982年）以降には耐震性が高い傾向がある。しかし、構法の違いや壁の配置などにより耐震性に幅があるため、必ずしも建築年代が古いというだけで耐震性の高低が決まるものではない。既存建築物の耐震性は、耐震診断により把握することができる。

（注2）この表における木造の壁のひび割れ、亀裂、損壊は、土壁（割り竹下地）、モルタル仕上壁（ラス、金網下地を含む）を想定している。下地の弱い壁は、建物の変形が少ない状況でも、モルタル等が剥離し、落下しやすくなる。

（注3）木造建物の被害は、地震の際の地震動の周期や継続時間によって異なる。平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震のように、震度に比べ建物被害が少ない事例もある。

● 鉄筋コンクリート造建物の状況

震度階級	鉄筋コンクリート造建物	
	耐震性が高い	耐震性が低い
5強	—	壁、梁（はり）、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が入ることがある。
6弱	壁、梁（はり）、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が入ることがある。	壁、梁（はり）、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が多くなる。
6強	壁、梁（はり）、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が多くなる。	壁、梁（はり）、柱などの部材に、斜めや X 状のひび割れ・亀裂がみられることがある。 1階あるいは中間階の柱が崩れ、倒れるものがある。
7	壁、梁（はり）、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂がさらに多くなる。 1階あるいは中間階が変形し、まれに傾くものがある。	壁、梁（はり）、柱などの部材に、斜めや X 状のひび割れ・亀裂が多くなる。 1階あるいは中間階の柱が崩れ、倒れるものが多くなる。

（注1）鉄筋コンクリート造建物では、建築年代の新しいものほど耐震性が高い傾向があり、概ね昭和56年（1981年）以前は耐震性が低く、昭和57年（1982年）以降は耐震性が高い傾向がある。しかし、構造形式や平面的、立面的な耐震壁の配置により耐震性に幅があるため、必ずしも建築年代が古いというだけで耐震性の高低が決まるものではない。既存建築物の耐震性は、耐震診断により把握することができる。

（注2）鉄筋コンクリート造建物は、建物の主体構造に影響を受けていない場合でも、軽微なひび割れがみられることがある。

## 参考資料 1-4 海洋プレート内地震

### (1) 海洋プレート内地震とその分類

プレート境界付近では、海洋プレートの内部で断層運動による地震が発生することがあり、このような地震を海洋プレート内地震といい、そのうち沈み込んだ海洋プレート（スラブ）の内部で発生する地震をスラブ内地震という。海洋プレート内地震の発生様式を、断層の位置（震源の深さ）と方向によって分類し、参図 1.4-1 に模式的に示す。

#### a. 沈み込むプレート内の地震（海溝－アウターライズ地震）

島弧－海溝系の海溝軸付近から海溝外側斜面、更に斜面の外側の外縁隆起帯（アウターライズ）にかけて発生する正断層又は逆断層の地震。震源は浅くせいぜい 50 km までであり、1933 年三陸沖地震はその典型である。

#### b. 沈み込んだプレート内の地震（浅いスラブ内地震）

a. と次に示す c. のタイプの地震が発生する中間のスラブ浅部（深さ約 20～60 km）で発生する。a. の地震がプレートの曲げで、c. の地震がプレートの曲げ戻しにより発生するとすれば、この中間ではこのようなプレートの変形による応力は小さい。また、プレートは未だアセノスフェアの中に突入していないため、熱応力も小さい。このため、一般的に *M*8 級の地震は発生せず、1994 年北海道東方沖地震 (*M*8.2) は、浅いスラブ内地震としては例外的な規模である。

#### c. 沈み込んだプレート内の深い地震（やや深発地震）

スラブの 60 km から 300 km までの深さで発生する地震で、やや深発地震と呼ばれる。Hasegawa et al. (1978) (参 1.4-1) によれば、このやや深発地震は、ある場所では二重深発地震面をなし、東北日本が顕著な例である。このタイプの地震としては、1993 年釧路沖地震及び 2003 年宮城県沖の地震がある。

#### d. 弧－弧会合部における地震

Isacs et al. (1971) (参 1.4-2) によれば、弧－弧会合部では、スラブ内地震が起きることが多く、深さは浅部から深部までにわたる。会合部では、弧に平行な方向の P-軸を持つ逆断層地震や、弧に直交方向の断裂に沿って一方のスラブが深部へ落ちる正断層型の地震が発生する。安藤 (1971) (参 1.4-3) によれば、このタイプの地震として 1953 年房総沖地震がある。

なお、以上の分類は、主に形状が比較的単純な太平洋プレート内の地震に着目した検討の結果得られたものである。特に、太平洋プレートに比べ形状が複雑で厚さや潜り込みの状況が異なるフィリピン海プレート内の地震には、この記述があてはまらない場合がある。

## (2) 沈み込んだスラブの形状

### a. スラブの概要

日本列島には、東から千島海溝・日本海溝・伊豆小笠原海溝沿いに太平洋プレートが沈み込み、南から南海トラフ・琉球海溝沿いにフィリピン海プレートが沈み込んでいる。宇津 (1987) (参 1.4-4) による深発地震面の等深度線を参図 1.4-2 に示す。この図から、太平洋プレートは千島弧と東北日本弧及び東北日本弧と伊豆小笠原弧の会合部で大きく屈曲していること、また、日本海を越えてユーラシア大陸の下 500 km 以深にまで達していることがわかる。これに対し、フィリピン海プレートは、本州の下では 70 km 以深では地震が発生しないため、深発地震面としてプレートを追跡出来ないが、九州から琉球では再びプレートが見え始め 200 km 以深にまで達している。

このような太平洋プレートとフィリピン海プレートの違いは、それぞれのプレートが海嶺で生産されてからの時間が関係している。太平洋プレートの方がフィリピン海プレートよりも年齢が古いため、より冷やされて厚く曲がり難くなっている。フィリピン海プレートに比べ、太平洋プレートの方が単純な形状で、かつ、より深い場所で地震が発生しているのは、上記の理由からである。

### b. 太平洋プレートの形状

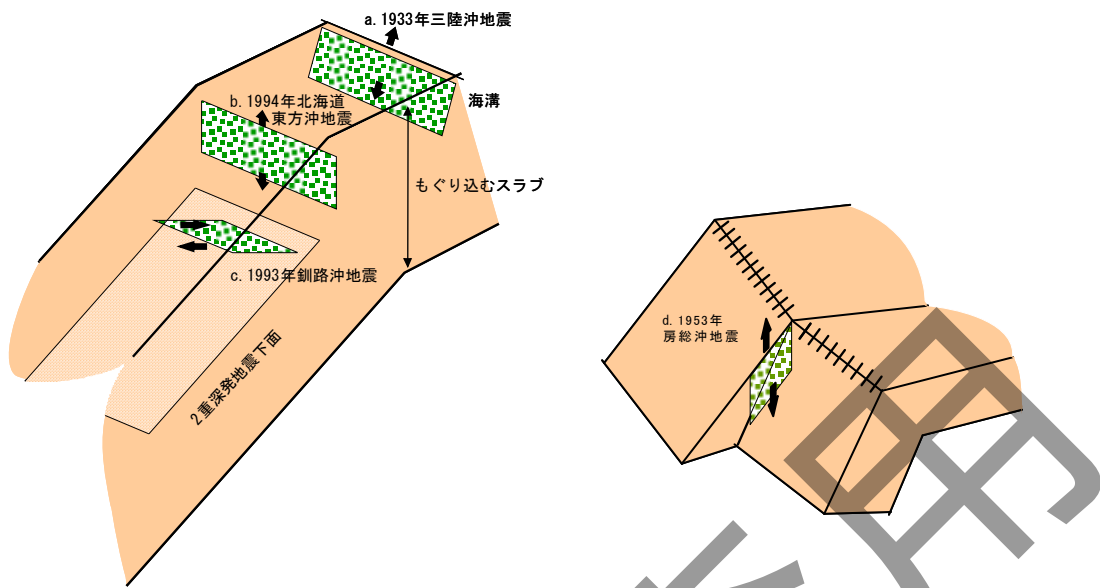
萩原 (1986) (参 1.4-5) による太平洋プレートのスラブ上面の等深度線を参図 1.4-3 に示す。北海道、東北及び伊豆小笠原の下で走向と傾斜が異なっている様子が分かる。走向はそれぞれ海溝に対してほぼ並行であるが、傾斜は東北日本の下で非常に緩やかな角度になっている。東北日本弧から伊豆小笠原弧を南下するに従いプレートの沈み込む角度は急になる。

### c. フィリピン海プレートの形状

Ishida (1992) (参 1.4-6) 及び山崎 (1985) (参 1.4-7) によるフィリピン海プレートの形状を参図 1.4-4 及び参図 1.4-5 に等深度線で示す。太平洋プレートが比較的単純な形状をしているのに対し、フィリピン海プレートはかなり複雑な形状を示す。Sato et al.

(2005) によれば、フィリピン海プレートにのっている伊豆半島が本州に衝突しているため、関東と東海の下のフィリピン海プレートは下に凸の形状をしている (参 1.4-8)。伊豆半島の北北西ではフィリピン海プレートの地震活動は確認されない。東海地方の伊勢湾付近では東側と西側のスラブの等深線に不連続がある。紀伊半島の下では下に凸に大きく湾曲しているのに対し、四国では浅い角度で沈み込んでいる。このように、本州の下でのフィリピン海プレートは大変複雑な形状をしている。また、スラブ内で地震が発生しているのは、深さ 70 km 程度までである。しかし、九州の下では様子が異なり、西に向かって急角度で沈み込み、地震活動は深さ 120 km にまで達している。このように、フィリピン海プレートの場合、場所ごとにスラブの形状に明瞭な違いがあるのが特徴である。



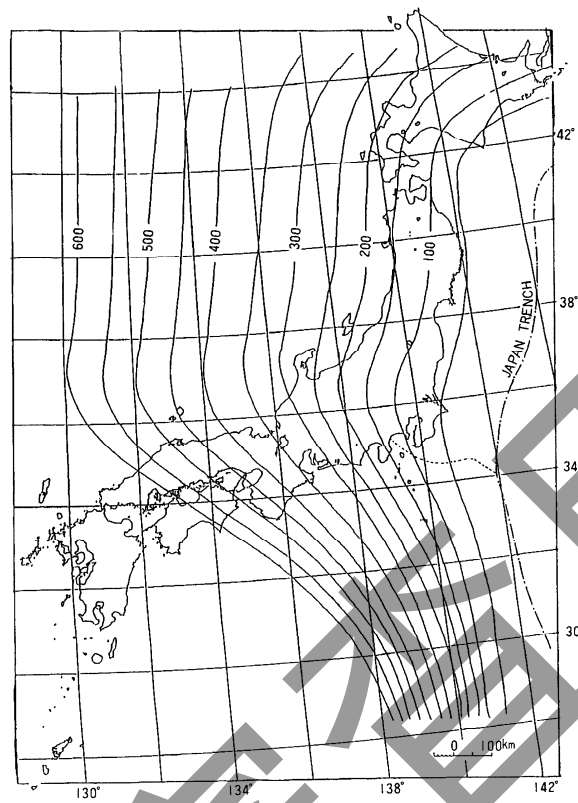


参図 1.4-1 各種海洋プレート内地震の模式図

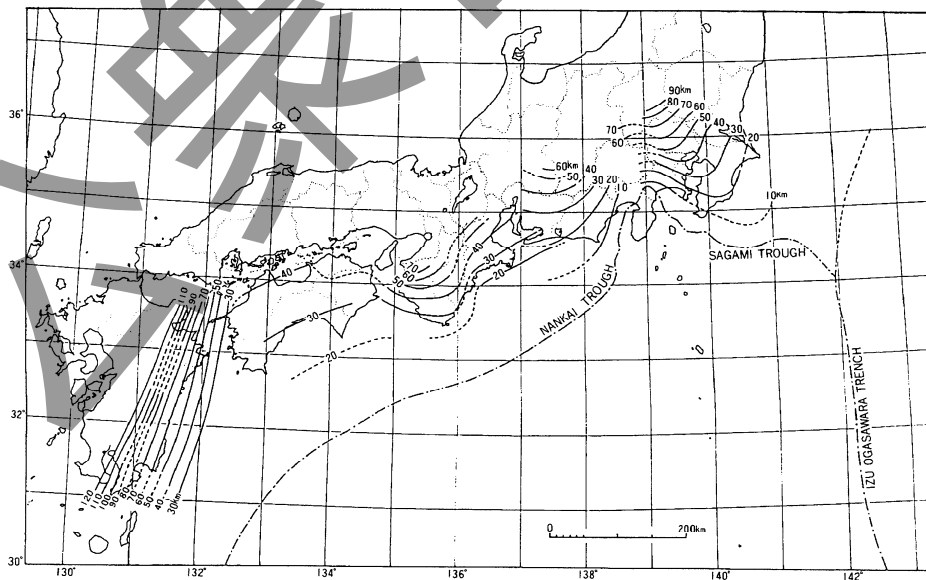
- a. 沈み込むプレート内の地震（海溝－アウターライズ地震）：1933年三陸沖地震
- b. 沈み込んだプレート内の地震（浅いスラブ内地震）：1994年北海道東方沖地震
- c. 沈み込んだプレート内の深い地震（やや深発地震）：1993年釧路沖地震
- d. 弧－弧会合部における地震：1953年房総沖地震



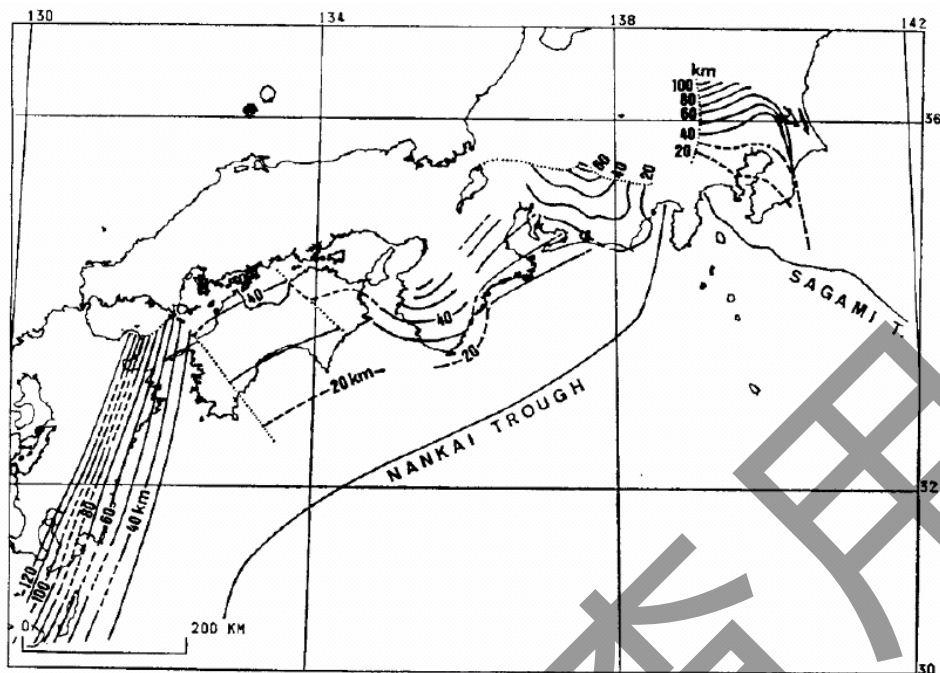
参図 1.4-2 日本周辺における深発地震面の等深度線 (参 1.4-4)



参图 1.4-3 沈み込む太平洋プレートのスラブ上面の等深度線分布 (参 1.4-5)



参图 1.4-4 沈み込むフィリピン海プレートのスラブ上面の等深度線分布 (参 1.4-6)



参図 1.4-5 西南日本全体のフィリピン海プレート等深度線 (参 1.4-7)

#### 【参考文献】

- (参 1.4-1) Hasegawa, A. et al. : Double-planned structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, 1978, 47, pp43-58.
- (参 1.4-2) Isacs, B. , P. Molnar : Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1971, 9, pp103-174.
- (参 1.4-3) 安藤雅孝：房総沖地震(1953)の断層モデル, 地震学会講演予稿集, 1971, 2, p49.
- (参 1.4-4) 宇津徳治：地震の事典, 1987, 朝倉書店.
- (参 1.4-5) 萩原幸男：太平洋プレートとフィリピン海プレートの中中部重力場への影響, 測地学会誌, 1986, 32, pp12-22.
- (参 1.4-6) Ishida, M. : Geometry and relative motion of the Philippine sea plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai District, Japan, *J. Geophys. Res.* , 1992, 97, pp489-513.
- (参 1.4-7) 山崎文人, 大井田徹：中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震, 第2輯, 1985, 38, pp193-201.
- (参 1.4-8) Sato, H. et al: Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, *Science* , 2005 , 309 , pp462-464.

公衆衛生局

## 参考資料 1-5 2011年東北地方太平洋沖地震の地震動特性及び震源特性

2011年東北地方太平洋沖地震は、岩手県沖から茨城県沖にかけて、日本海溝の複数の震源域が連動して発生した巨大地震であり、 $M_w$ は9.0であった。この地震は強震波形データを始め、数多くのデータが得られており、これまでに国内外で発生した $M_w$ 9クラスの巨大地震のなかで、強震動の詳細な検討が行われた地震である。

以下には、東北地方太平洋沖地震の地震動特性及び震源特性の概要を示す。

### (1) 地震動特性

東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)<sup>(参 1.5-1)</sup>によれば、東北地方太平洋沖地震は極めて大きな断層で発生したため、参図 1.5-1 (最大加速度分布・最大速度分布) に示すように、地震動の大きい領域が広域にわたっている。また、気象庁(2012)<sup>(参 1.5-2)</sup>によれば、参図 1.5-2 (ペーストアップ波形) に示すように、東北地方の多くの観測点で明瞭な波群が見られており、継続時間が長いことも地震動の特徴として挙げられている。

距離減衰特性に関して、Koketsu(2012)<sup>(参 1.5-3)</sup>による各観測点の最大加速度、最大速度と震源距離との関係を参図 1.5-3 に示す。内閣府(2012)<sup>(参 1.5-4)</sup>によれば、距離減衰式から求められる $M_w$ は8.2~8.3程度であり、断層運動から求められる地震の規模 $M_w$ 9.0に比べて小さいとされている。

### (2) 震源特性

東北地方太平洋沖地震の震源過程は、強震波形・遠地地震波形データ、地殻変動データ、津波波形データ等を用いた震源インバージョン解析により検討されており、周期数~10秒以上の周期帯の震源過程を表す解析結果を参図 1.5-4<sup>(参 1.5-1)</sup>に示す。破壊開始点付近から海溝軸にかけての浅い領域に大すべり領域が見られるとされている。

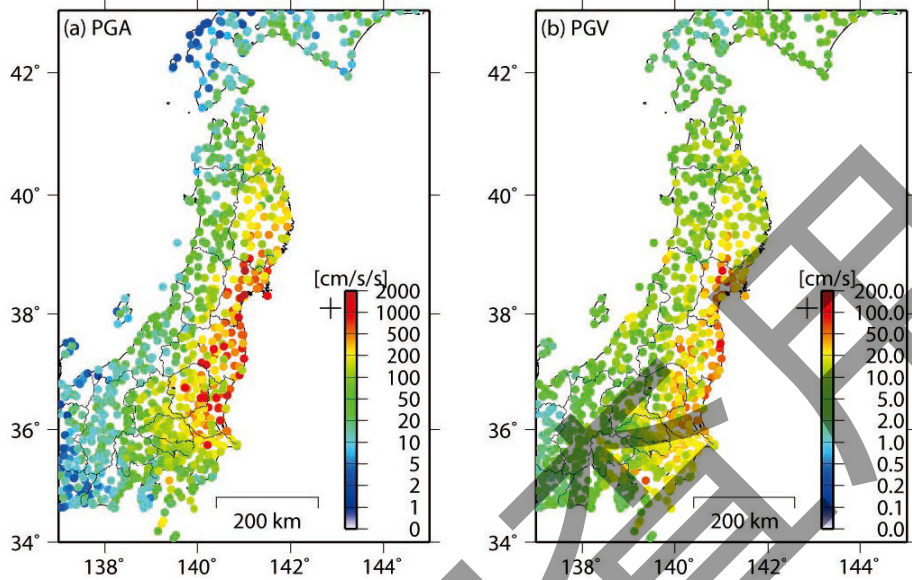
一方、周期10秒より短周期側の強震動生成に係る震源過程として、経験的グリーン関数法による特性化震源モデルを参図 1.5-5<sup>(参 1.5-1)</sup>に示す。強震動生成域の位置は大すべり領域の位置と異なり、破壊開始点より陸側の深い領域に見られるとされている。

このように、強震動生成域と大すべり領域が異なる傾向は、Lay et al.(2012)<sup>(参 1.5-5)</sup>によれば、2004年スマトラ島沖地震( $M_w$ 9.1)、2010年チリ地震( $M_w$ 8.8)でも同様に指摘されている。

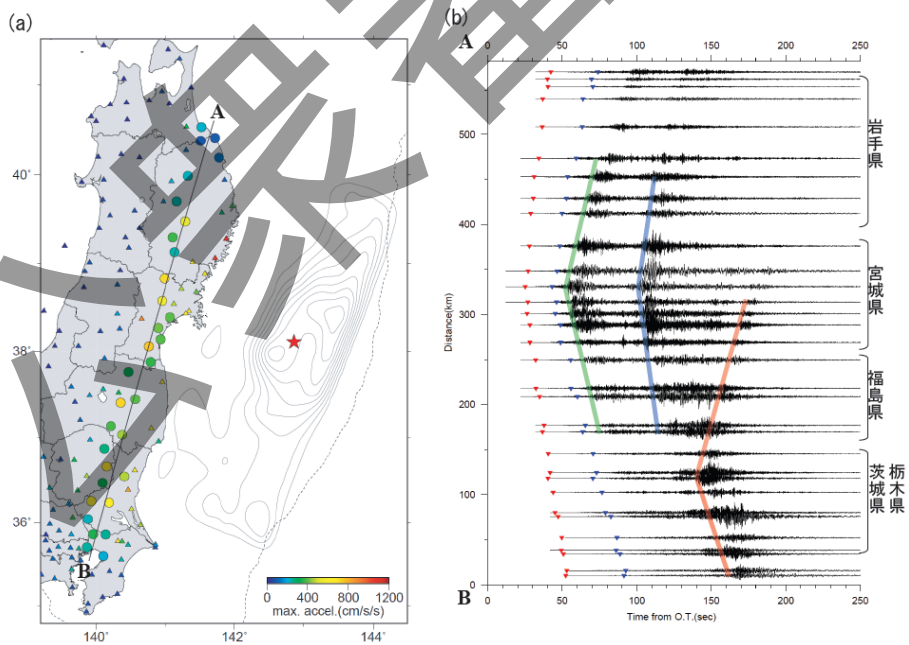
また、内閣府(2012)<sup>(参 1.5-4)</sup>によれば、参図 1.5-6 に示す東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の位置と過去の地震の震源過程解析結果との比較によると、推定された強震動生成域は、過去に発生した地震の強震動生成域と概ね類似した場所に位置する傾向が見られるとされている。

強震動生成域の応力降下量については、内閣府(2012)<sup>(参 1.5-6)</sup>によれば、平均で24MPa程度とされており、短周期レベルについては、大崎総合研究所(2012)<sup>(参 1.5-7)</sup>によれば、

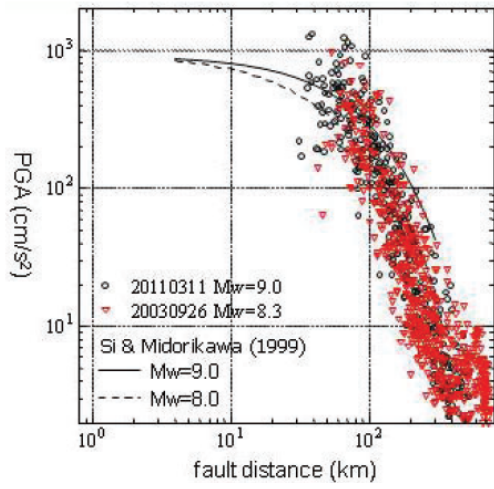
参図 1.5-7 に示す地震モーメントと短周期レベルの関係により、太平洋プレートのプレート間地震に基づく佐藤(2010) (参 1.5-8) による経験式的平均±標準偏差を外挿した範囲内にあり、太平洋プレートのプレート間地震としては平均的な地震であったとされている。



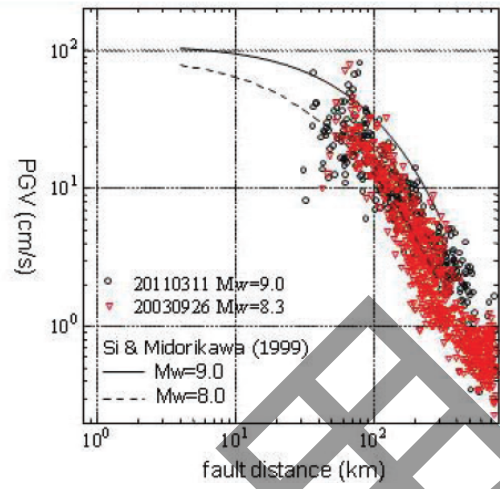
参図 1.5-1 2011 年東北地方太平洋沖地震の最大加速度分布 (左図) 及び最大速度分布 (右図) (参 1.5-1)



参図 1.5-2 2011 年東北地方太平洋沖地震の 3 成分合成最大加速度分布 (左図) 及び加速度波形のペーストアップ (右図) (参 1.5-2)

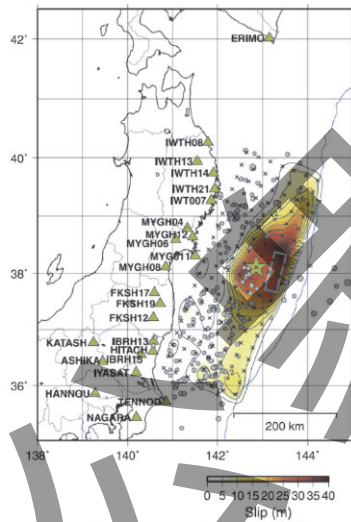


(a) 最大加速度

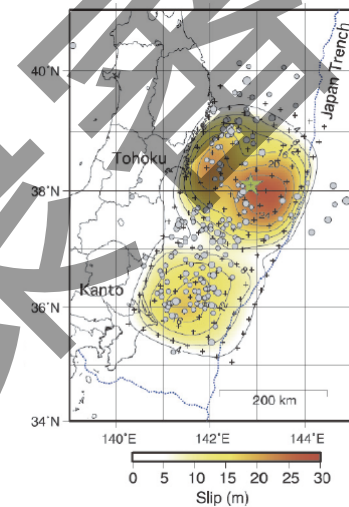


(b) 最大速度

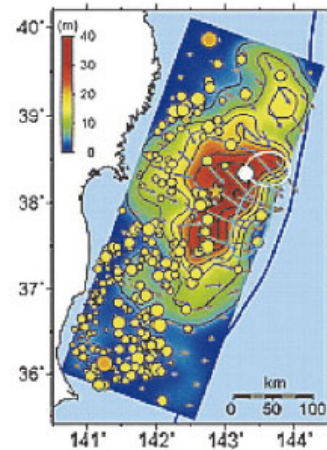
参図 1.5-3 2011 年東北地方太平洋沖地震等における各観測点の最大加速度、最大速度と震源距離との関係(参 1.5-3)



Yoshida Y. et al.(2011) : 強震波形

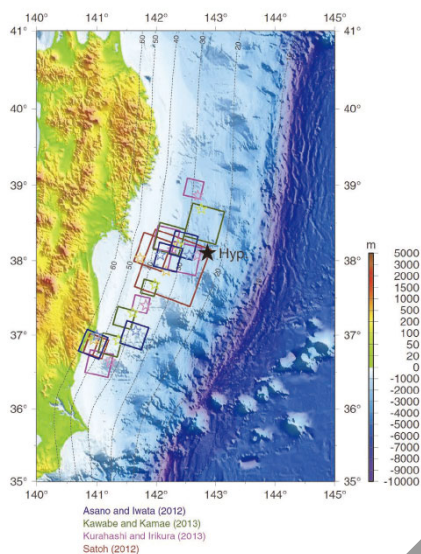


Yoshida Y. et al.(2011) : 遠地波形

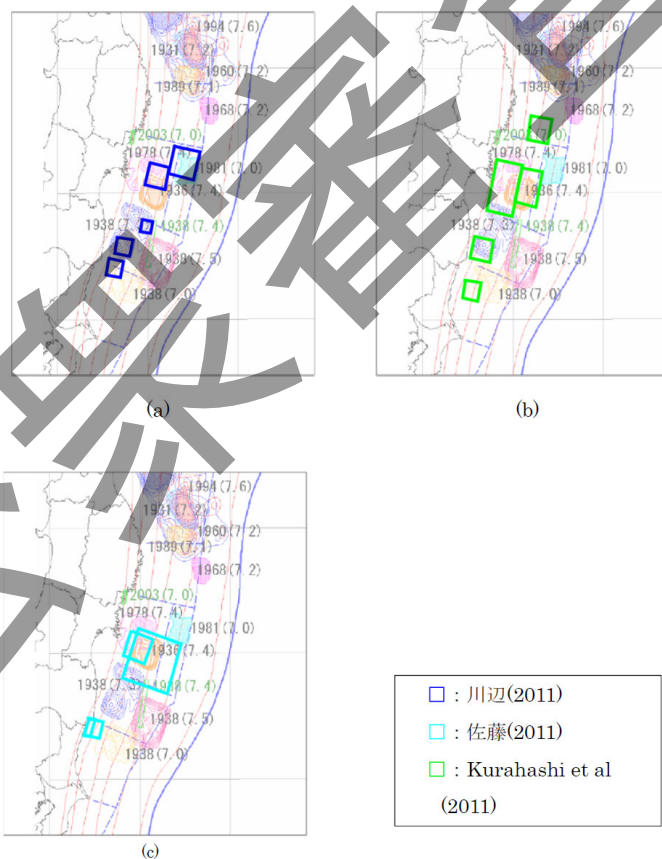


Yokota et al.(2011) : ジョイントインバージョン

参図 1.5-4 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源過程解析による最終すべり量分布(参 1.5-1)

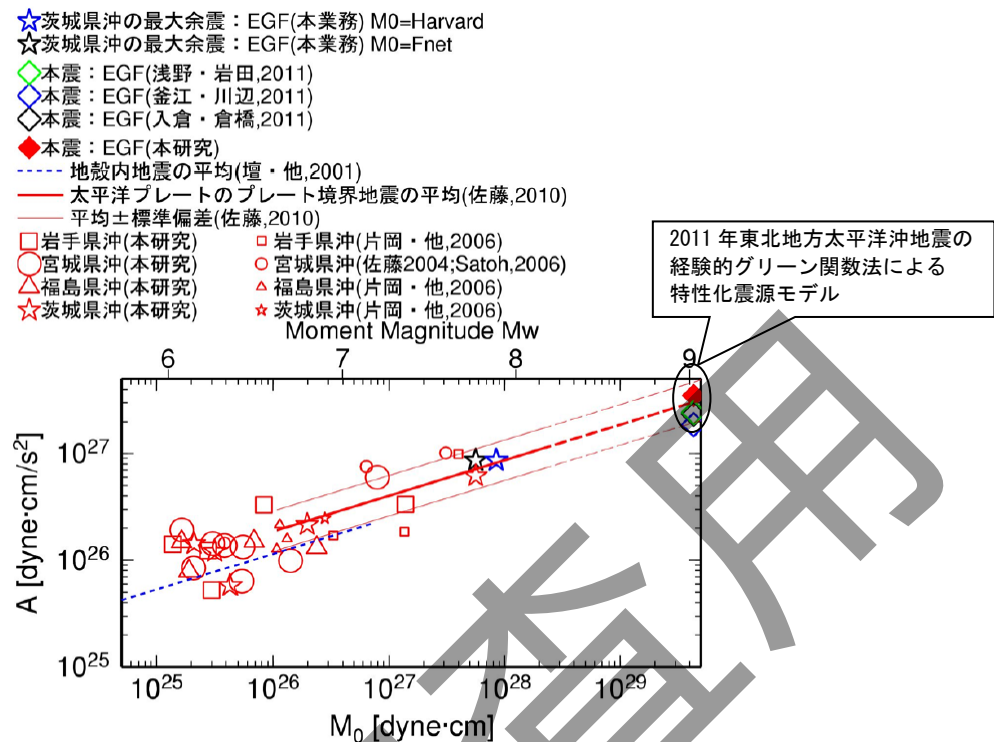


参图 1.5-5 2011 年東北地方太平洋沖地震の経験的グリーン関数法による特性化震源モデル(参 1.5-1)



参图 1.5-6 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の位置と過去の地震の震源過程解析結果との比較(参 1.5-4)





参図 1.5-7 2011年東北地方太平洋沖地震等のプレート間地震の地震モーメントと短周期レベルの関係(参 1.5-7)

#### 【参考文献】

- (参 1.5-1) 東日本大震災合同調査報告書編集委員会：東日本大震災合同調査報告 共通編1 地震・地震動，公益社団法人 日本地震工学会，2014.
- (参 1.5-2) 気象庁：平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震調査報告 第I編，気象庁技術報告，第133号，2012.
- (参 1.5-3) Kazuki KOKETSU：“SEISMOLOGICAL AND GEODETIC ASPECTS OF THE 2011 TOHOKU EARTHQUAKE AND GREAT EAST JAPAN EARTHQUAKE DISASTER”，Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, March 1-4, 2012.
- (参 1.5-4) 内閣府：南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告），南海トラフの巨大地震モデル検討会,2012.
- (参 1.5-5) Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko, Lingling Ye, Han Yue, Teresa M. Rushing：“Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults”，JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, Vol.117, B04311, 2012.

- (参 1.5-6) 内閣府：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）強震断層モデル編－強震断層モデルと震度分布について－，南海トラフの巨大地震モデル検討会，2012.
- (参 1.5-7) 大崎総合研究所：2011 年東北地方太平洋沖地震を踏まえた短周期レベルの整理・分析業務，旧原子力安全委員会による請負業務成果等の報告書，2012.
- (参 1.5-8) 佐藤智美：逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則，日本建築学会構造系論文集，2010.

## 参考資料 1-6 関連する地震の調査・研究

### (1) 地震調査研究推進本部

地震調査研究推進本部（以下、「推進本部」とする。）は平成7年6月に制定された地震防災対策特別措置法に基づき総理府（現・文部科学省）に設置された。

推進本部は「地震防災対策の強化，特に地震による被害の軽減に資する地震調査研究の推進」を基本的な目標として，「総合的かつ基本的な施策の立案，関係行政機関，大学等の調査結果等の収集，整理，分析及び総合的な評価」等の役割を担っている。

推進本部の下に政策委員会と地震調査委員会が設置され，更に地震調査委員会の下に長期評価部会，強震動評価部会及び津波評価部会が設置され，各部会では以下の活動が行われている。

#### a. 長期評価部会

長期的な観点から，地域ごとの地震活動に関する地殻変動，活断層，過去の地震等の資料に基づく地震活動の特徴を把握し明らかにするとともに，長期的な観点からの地震発生可能性の評価手法の検討と評価を実施し，地震発生の可能性の評価を行い，評価結果を海溝型地震の長期評価，主要活断層帯の長期評価等として公表している。

#### b. 強震動評価部会

強震動予測手法の検討を行うとともに，その手法を用いた強震動の評価を行い，評価結果を強震動評価の報告書として公表している。

#### c. 津波評価部会

地震により発生する津波の予測手法を検討するとともに，それを用いた津波の評価を行い，評価結果を津波評価の報告書として公表している。

### (2) 中央防災会議・内閣府

災害対策基本法（1962年7月施行）に基づき，内閣府に，内閣総理大臣を会長とし，防災担当大臣や防災担当大臣以外の国務大臣，指定公共機関の代表者，学識経験者からなる委員により組織される中央防災会議が設置されており，「防災基本計画の作成及びその実施の推進」等の役割を担っている。

#### (南海トラフ)

##### a. 東海地震に関する専門調査会

平成13年1月に中央防災会議の下に設置され，昭和53年12月に施行された「大規模地震対策特別措置法<sup>(参 1.6-1)</sup><sup>(参 1.6-2)</sup><sup>(参 1.6-3)</sup><sup>(参 1.6-4)</sup><sup>(参 1.6-5)</sup><sup>(参 1.6-6)</sup>」以後20数年に蓄積された様々な観測データや新たな学術的知見を踏まえ，想定東海地震の震源域の見直しを行って強震動及び津波波高を計算し，同年12月に，地震防災対策強化地域検討の基となる想定震度分布等を公表した（中央防災会議（2001）<sup>(参 1.6-7)</sup>）。

b. 東南海、南海地震等に関する専門調査会

平成 13 年 6 月に中央防災会議の下に設置され、平成 15 年 12 月に、東南海・南海地震の震源域を設定して強震動等を計算し、想定震度分布等を示した（中央防災会議（2003）<sup>(参 1.6-8)</sup>）。また、中央防災会議（2008）<sup>(参 1.6-9)</sup>により、「中部圏・近畿圏における大都市直下で発生する地震への防災対策を検討し、想定震度分布及び被害想定結果を公表した。

c. 南海トラフの巨大地震モデル検討会

中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」による今後の地震・津波対策の想定に係る「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大地震・津波を検討していくべきである」や「最大クラスの津波に対しては、避難を軸に総合的な津波対策をする必要がある」との提言を受け、平成 23 年 8 月に内閣府の下に設置され、平成 24 年 8 月に、南海トラフ沿いで発生する最大クラスの巨大地震モデルによる想定震度分布、液状化可能性と地盤の沈下量などを公表した（内閣府（2012）<sup>(参 1.6-10)</sup>）。また、長周期地震動について、「首都直下地震モデル検討会」と共同で検討し、平成 27 年 12 月に、長周期地震震源モデル、長周期地震動等を公表した（内閣府（2015）<sup>(参 1.6-11)</sup>）。

(首都圏)

d. 首都直下地震対策専門調査会

平成 15 年 5 月に中央防災会議の下に設置され、平成 17 年 7 月に、関東平野の地殻内地震及びフィリピン海プレートと北米プレートとの境界の地震を対象とした想定震度分布等を公表した（中央防災会議（2005）<sup>(参 1.6-12)</sup>）。

e. 首都直下地震モデル検討会

中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」における「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大地震・津波を防災対策で検討」すべきとの提言を受け、平成 24 年 5 月に内閣府の下に設置され、平成 25 年 12 月に、相模トラフ沿いで発生する最大クラスの巨大地震モデルによる想定震度分布等を公表した（内閣府（2013）<sup>(参 1.6-13)</sup>）。

(日本海溝・千島海溝)

f. 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会

平成 15 年 10 月に中央防災会議の下に設置され、平成 18 年 1 月に、日本海溝・千島海溝周辺のプレート境界で発生する地震及び海洋プレートの内部で発生する地震を対象とした想定震度分布等を公表した（中央防災会議（2006）<sup>(参 1.6-14)</sup>）。

g. 東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会

平成 23 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震の発生を受け、平成 23 年 4 月に設置された。東北地方太平洋沖地震による地震・津波の発生、被害の状況等の分析、今後

の対策についての検討がなされ、同年9月に、M9.0の巨大地震を想定できなかった反省を踏まえ、今後の地震・津波対策の想定について、「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」や「最大クラスの津波に対しては、避難を軸に総合的な津波対策をする必要がある」との提言をとりまとめた（中央防災会議（2011）<sup>(参 1.6-15)</sup>）。

f. 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会

中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」による今後の地震・津波対策の想定に係る「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」や「最大クラスの津波に対しては、避難を軸に総合的な津波対策をする必要がある」との提言を受け、平成27年2月に内閣府の下に設置され、令和2年4月に、日本海溝沿いで発生する最大クラスの巨大地震モデル及び千島海溝沿いで発生する最大クラスの巨大地震モデルによる想定震度分布等を公表した（内閣府（2020）<sup>(参 1.6-16)</sup>）。

**【参考文献】**

- (参 1.6-1) 地震予知連絡会：東海地震について，地震予知連絡会会報 17 巻連絡会記事，1977.
- (参 1.6-2) 国土庁長官官房震災対策課 監修：詳解 大規模地震対策特別措置法，1979.
- (参 1.6-3) 地震予知連絡会 編集：地震予知連絡会 30 年のあゆみ，建設省 国土地理院，2000.
- (参 1.6-4) 測地学審議会：地震予知計画の実施状況等のレビューについて，1997.
- (参 1.6-5) 地震調査研究推進本部：地震調査研究の推進について－地震に関する観測，測量，調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－，1999.
- (参 1.6-6) 内閣府：南海トラフの大規模地震の予測可能性について，南海トラフの大規模地震の予測可能性に関する調査部会，2017.
- (参 1.6-7) 中央防災会議：東海地震に関する専門調査会報告，東海地震に関する専門調査会，2001.
- (参 1.6-8) 中央防災会議：東南海，南海地震に関する報告，東南海，南海地震等に関する専門調査会，2003.
- (参 1.6-9) 中央防災会議：中部圏・近畿圏の内陸地震に関する報告，東南海，南海地震等に関する専門調査会，2008.
- (参 1.6-10) 内閣府：南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告），南海トラフの巨大地震モデル検討会，2012.
- (参 1.6-11) 内閣府：南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する報告，南海トラフの巨大地震モデル検討会，首都直下地震モデル検討会，2015.

- (参 1.6-12) 中央防災会議：首都直下地震対策専門調査会報告，首都直下地震対策専門調査会，2005.
- (参 1.6-13) 内閣府：首都直下の M7 クラスの地震及び相模トラフ沿いの M8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書，首都直下地震モデル検討会，2013.
- (参 1.6-14) 中央防災会議：日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告，日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会，2006.
- (参 1.6-15) 中央防災会議：東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告，東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会，2011.
- (参 1.6-16) 内閣府：日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について（概要報告），日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会，2020.

## 参考資料 1-7 地震地体構造マップ

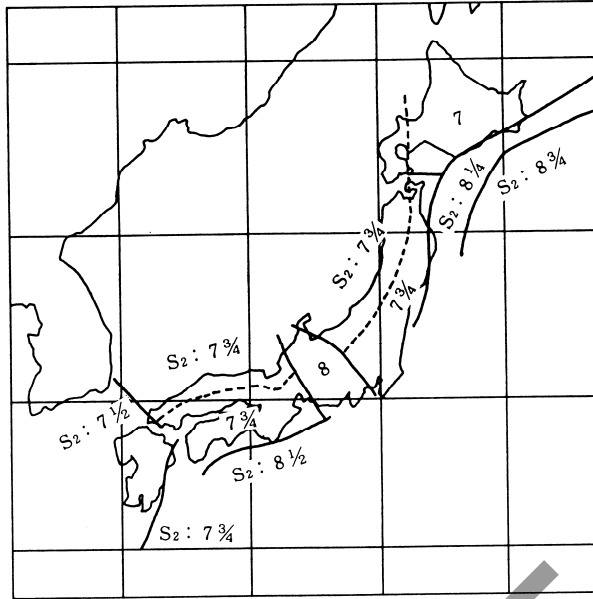
地震地体構造とは、地震規模、震源深さ、発震機構、地震発生頻度に着目するとき、地震の発生の仕方に共通の性質をもっているある広がりをもった一定の地域の地質構造をいう。

ここでは、日本における過去の地震の発生状況からそれぞれの地域で起こり得る地震の最大規模を示したものを「地震地体構造マップ」という。

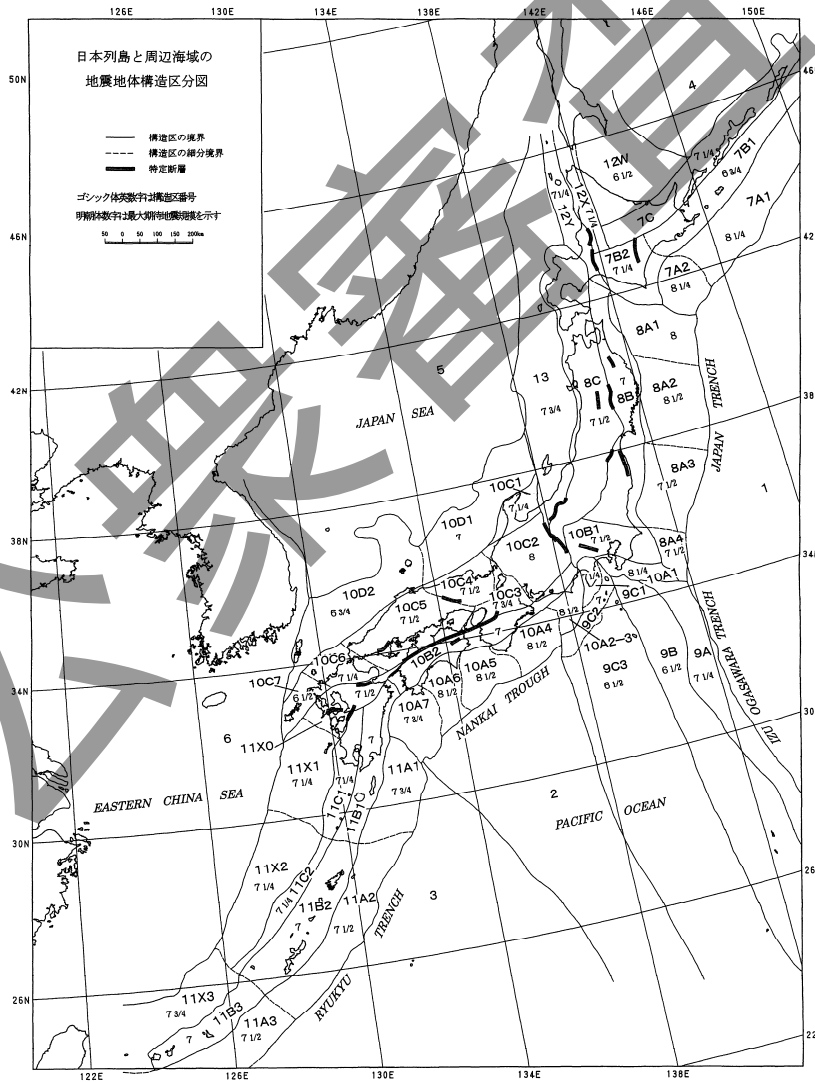
既往の地震地体構造マップとして、Omote et al. (1980) (参 1.7-1) (参図 1.7-1)、松田 (1990) (参 1.7-2)、萩原 (1991) (参 1.7-3)、垣見, 他 (1994) (参 1.7-4)、垣見, 他 (2003) (参 1.7-5) (参図 1.7-2) がある。垣見, 他 (2003) は、上記の各種地震地体構造マップを比較した上で、垣見, 他 (1994) を、最新のデータと知見に基づいて改定したものである。Omote et al. (1980) によるマップにおける最大地震規模は、上記の他のマップと比較して、概ね大きめの値となっている。

参図 1.7-1 及び参図 1.7-2 に示された最大規模となる地震の位置は、各構造区内の大規模な地震や起震断層の位置を参照して決めることが想定されており、最大規模の地震が区内のどこにでも起こり得ることを示しているものではないことに注意を要する。

沈み込んだ海洋プレートの内部で発生する地震（スラブ内地震）は、近年、地震の観測精度が向上し、震源のメカニズムが詳細に解析されるようになった以降に注目された地震であり、これらの地震規模上限マップの作成の際には、考慮されていない。しかしながら、地震規模上限マップを作成する際に参照された歴史地震資料の中には、スラブ内地震が含まれている可能性がある。



参図 1.7-1 日本において起こり得る地震の最大規模 (参 1.7-1)



参図 1.7-2 日本において起こり得る地震の最大規模 (参 1.7-5)



【参考文献】

- (参 1.7-1) Omote, S. et al. : Japanese Practice for Estimating the Expected Maximum Earthquake Force at Nuclear Power Plant Site, *Bulletin of the New Zealand Nat. Soc. for Earthquake Eng.*, , 1980, Vol.13, pp.37-48.
- (参 1.7-2) 松田時彦：最大地震規模による日本列島の地震分帯図，地震研究所彙報，65，1990，pp.289-319.
- (参 1.7-3) 萩原尊禮編：日本列島の地震，地震工学と地震地体構造，鹿島出版会，1991.
- (参 1.7-4) 垣見俊弘，岡田篤正，衣笠善博，松田時彦，米倉伸之：日本列島の地震地体構造区分と最大地震規模，地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集，1994，F21-01.
- (参 1.7-5) 垣見俊弘，松田時彦，相田勇，衣笠善博：日本列島と周辺海域の地震地体構造区分，地震，第 2 輯，第 55 卷，第 4 号，2003，pp. 389-406.

## 参考資料 1-8 地震発生層の設定について

地震発生層の上限深さ及び下限深さについては、地下構造調査等による速度構造データ、敷地周辺で発生した地震の震源分布及びキュリー点深度に加え、コンラッド面深度、地殻熱流量等の各種地球物理学的知見を参考に設定することができる。

特に地震発生層上限深さについては、速度構造データを重視し、地震の震源分布を用いる際には、稠密地震観測網によるもの等精度の良い震源分布を参考にすることが望ましい。

なお、浅いところで発生した地震の気象庁一元化震源分布は稠密地震観測網によるものに対して一般に深くなる傾向がある。

各種地球物理学的知見を用いた検討により設定した地震発生層に対して、調査の不確かさを踏まえて総合的に判断し、地震動評価に用いる地震発生層を設定する。

代表的な検討項目である、速度構造データを用いた検討、震源分布を用いた検討及びキュリー点深度を用いた検討について、以下に示す。

### (1) 速度構造データを用いた検討

地震発生層と P 波速度層とは対応するとされており、代表的な知見として以下に示すものがあり、それらによると、地震発生層は P 波速度 5.8~6.4km/s、特に地震発生層上限深さは P 波速度 5.8~6.0km/s に対応するとされている。

入倉・三宅 (2001) <sup>(参 1.8-1)</sup> : 微小地震の浅さ限界  $H_s$  は P 波速度 5.8~5.9km/s の層の上限と良い相関がある。

吉井, 他 (2001) <sup>(参 1.8-2)</sup> : 地震発生層の上限は速度構造が 6km/s となるところにおおむね一致している。

廣瀬, 他 (2006) <sup>(参 1.8-3)</sup> : 浅い地殻内で発生する微小地震は、P 波速度が 5.8~6.4km/s の層に集中しており、その上下には地震波速度境界が存在する。

### (2) 敷地周辺で発生した地震の震源分布を用いた検討

伊藤, 他 (1998) <sup>(参 1.8-4)</sup> や (独) 原子力安全基盤機構 (2004) <sup>(参 1.8-5)</sup> によれば、ある地震域における  $D10\%$  (その値より震源深さが浅い地震数が全体の 10% になるときの震源深さ) がその地震域の地震発生層の上限深さに、 $D90\%$  (その値より震源深さが浅い地震数が全体の 90% になるときの震源深さ) が、地震発生層の下限深さに対応しているとされている。ただし、伊藤, 他 (1998) によれば、 $D90\%$  は地震発生層の下限深さに対して 2~3km 浅いとされている。

一方、原子力安全技術センター(2009) <sup>(参 1.8-6)</sup> では、近年発生した地殻内地震の比較的大きな規模の地震を対象にその余震分布を用いて地震発生層の下限深さの妥当性を

検証しており、 $D95\%$ （その値より震源深さが浅い地震数が全体の $95\%$ になるときの震源深さ）が妥当であるとしている。また、観測データの精度の信頼性の問題から、上端深さについては速度構造に基づく検討も必要であるとしている。

### (3) キュリー点深度を用いた検討

地下の広域的な熱構造を示す指標の一つとしてキュリー点深度がある。キュリー点深度は岩石が磁性を失う温度（キュリー点温度）に達する深度のことである。

萩原(1991)<sup>(参 1.8-7)</sup>は、 $600^{\circ}\text{C}$ を地震を伴う断層すべりの限界温度、つまり、地震発生層の下限深さとしており、キュリー点深度を $1.5$ 倍した深度が岩石の温度が $600^{\circ}\text{C}$ となる深度、地震発生層の下限深さとしている。また、Tanaka et al.(2005)<sup>(参 1.8-8)</sup>によると、地震の震源分布から求まる $D90\%$ 深度とキュリー点深度の間には相関があるとしている。

### 【参考文献】

- (参 1.8-1) 入倉孝次郎, 三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 2001, pp.849-875.
- (参 1.8-2) 吉井弘治, 伊藤潔: 近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層, 地球惑星科学連合学会 2001 年合同大会 Sz-P006, 2001.
- (参 1.8-3) 廣瀬一聖, 伊藤潔: 広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学防災研究所年報 第 49 号 B pp.307-321, 2006.
- (参 1.8-4) 伊藤潔, 中村修一: 西南日本内帯における地震発生層の厚さ変化と内陸大地震, 京都大学防災研究所年報 第 41 号 B-1 pp.27-P35, 1998.
- (参 1.8-5) 独立行政法人原子力安全基盤機構: 地震記録データベース SANDEL のデータ整備と地震発生層上下限深さの評価に関する報告書, JNES/SAE04-017, 2004.
- (参 1.8-6) 財団法人原子力安全技術センター: 原子力施設の耐震安全評価手法に関する調査, 平成 20 年度科学技術基礎調査等委託調査報告書, 2009.
- (参 1.8-7) 萩原尊禮: 日本列島の地震 地震工学と地震地体構造, 鹿島出版会, 1991.
- (参 1.8-8) Akiko Tanaka, Yuzo Ishikawa: Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 152, 2005, pp.257-266.

## 参考資料 1-9 地震基盤の考え方

「1.2.3.2 経験的な方法」に示した手法において用いる解放基盤表面における地盤増幅率は、「附属書 1-1 経験的な方法に用いる手法の留意事項」において示したように、地震基盤として通常定義されるせん断波速度  $V_s=3 \text{ km/s}$  よりも遅い  $V_s=2.2 \text{ km/s}$  ( $V_p=4.2 \text{ km/s}$ )の地層を基準としている。その経緯を以下に示す。

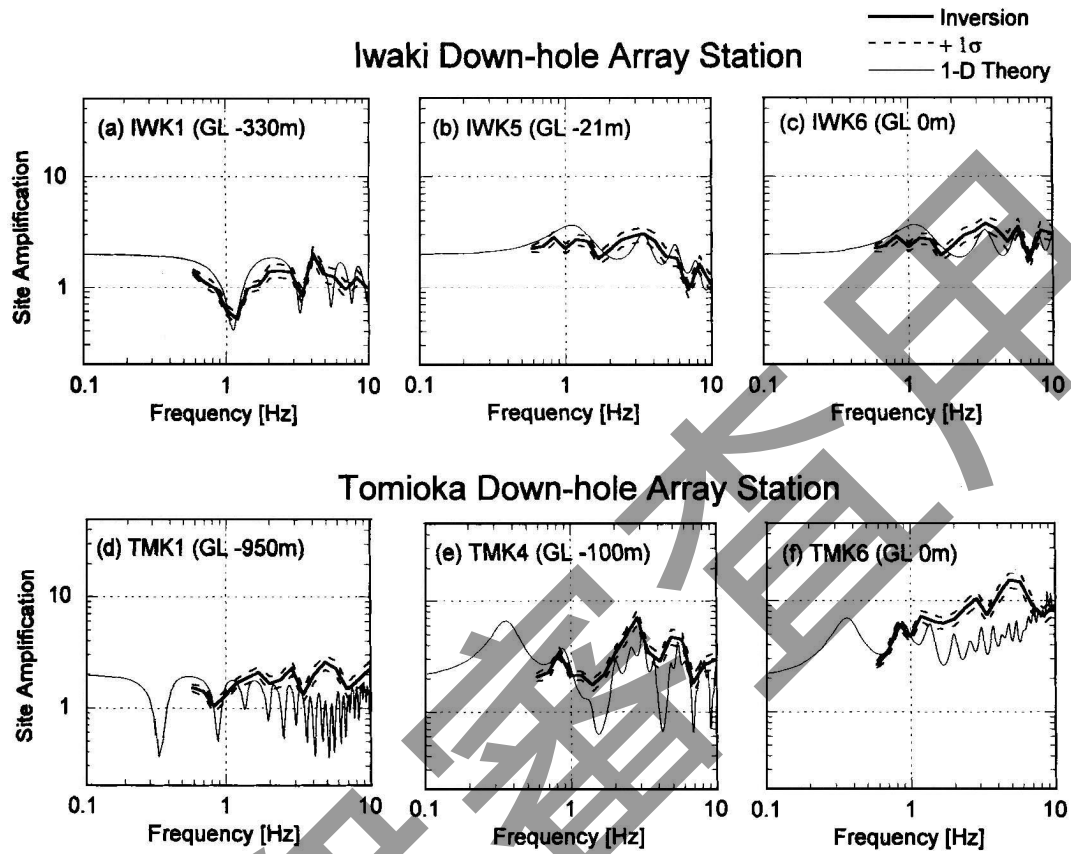
本手法では、風化があまり進んでいない花崗岩層が露頭する小玉川観測点での観測地震動から、地形の影響を解析的に取り除いたものを地震基盤相当の地層上の地震動とみなし、地盤増幅率の評価の基準としている。小玉川での花崗岩層のせん断波速度は  $V_s=2.2 \text{ km/s}$  と測定されており、 $V_s=3 \text{ km/s}$  よりやや遅い。

そこで、より厳密性を確保するために、加藤 (1998) <sup>(参 1.9-1)</sup> では同様の地質であるが小玉川の岩盤より更にせん断波速度が速い  $V_s=2.8 \text{ km/s}$  の地層までボアホールが達しているいわきと富岡の観測記録を用い、小玉川へ入射する地震動振幅を 1.0 と仮定した場合のいわき及び富岡の地盤増幅率を、観測記録のスペクトルインバージョンにより求めた。その結果を、参図 1.9-1 に示す。図中には、いわき及び富岡の最深点に入射波振幅を 1.0 とした場合の理論的な地盤増幅率を、SH 波の重複反射理論で計算した結果と比較して示してあるが、いずれの深さにおいても、観測記録と理論の増幅率は良い対応を示している。このことは、小玉川の岩盤といわきや富岡の最深点の岩盤に対し、ほぼ同じ特性を持つ地震波が入射していることを意味している。

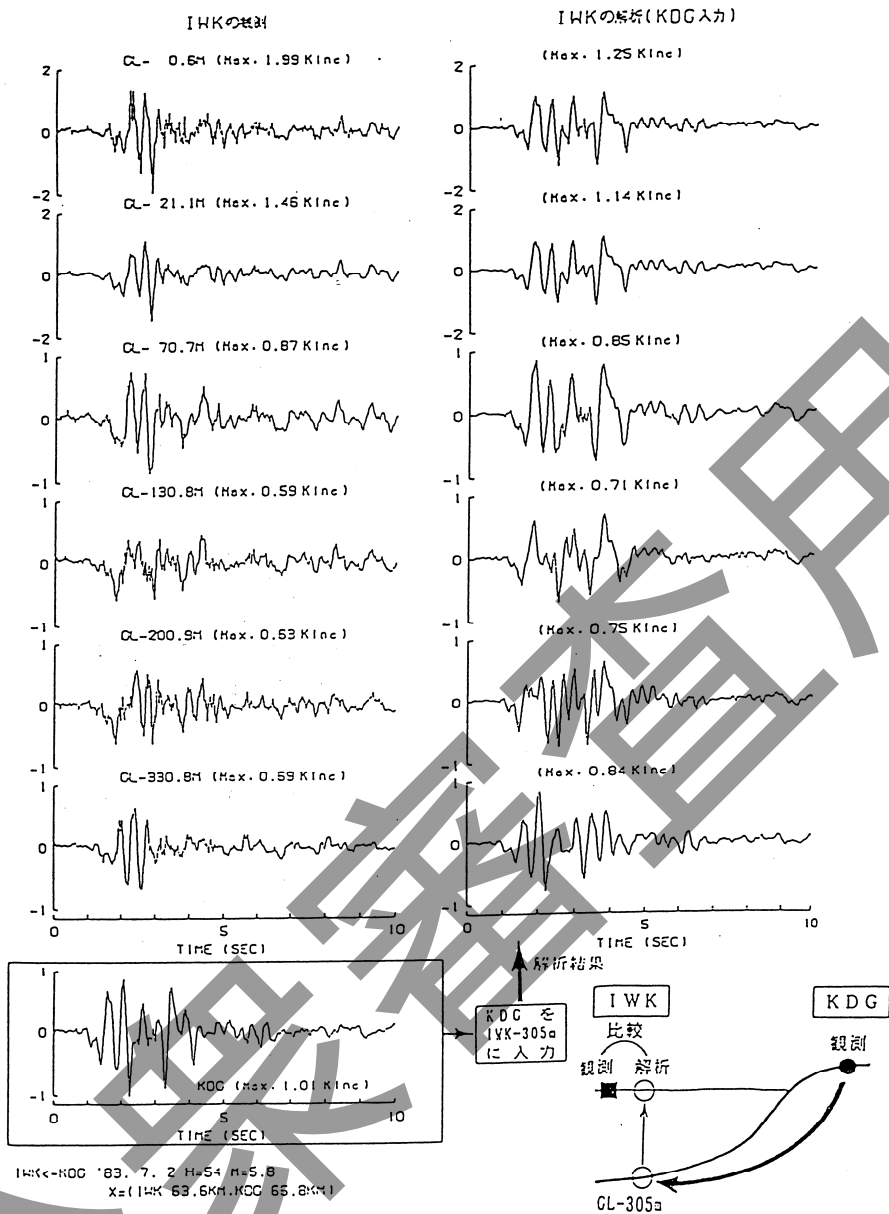
加えて、小玉川で観測された地震動振幅を半分にした波形をいわき及び富岡での最深点の入射地震波とみなし、同一地震に対するボアホール各点での観測記録を、重複反射理論を用いてシミュレーションしている。小玉川に近いいわきの結果を参図 1.9-2 に示す。いわきの観測記録が、小玉川の記録を用いてよくシミュレーションされていることが分かる。

以上の結果は、小玉川への入射地震波と、いわきや富岡の最深点への入射地震波の特性がほぼ同じであることを示し、更に、 $V_s$  が  $2.2 \text{ km/s}$  以上の岩盤では、入射地震波の特性がそれほど変わらないことを意味している。

なお、以上の検討は、あくまで地震基盤の定義から、 $V_s$  の異なる地盤への増幅率を経験的に求めようとしたものであり、地震基盤の条件として、 $V_s=2.2 \text{ km/s}$  等を与えようとしたものではない。



参図 1.9-1 富岡(TMK)、いわき(IWK)におけるスペクトルインバージョンによる地盤増幅率の結果と1次元波動論による計算値との比較 (参 1.9-1)



参図 1.9-2 小玉川(KDG)の観測記録をいわき(IWK)の GL-305 m に入力した応答結果と観測値との比較

**【参考文献】**

(参 1.9-1) 加藤研一, 武村 雅之, 八代 和彦: 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, 地震 2, 1998, 51, pp.123-138.

公衆衛生局

## 参考資料 1-10 既往の経験的な方法

参表 1.10-1 に主な経験的な方法の特徴の比較を示す。

### (1) 大崎の手法

Ohsaki et al. (1979) (参 1.10-1), Hisada et al. (1978) (参 1.10-2) は、国内外の加速度記録 84 成分と転倒墓石のデータから、マグニチュード  $M$  と震央距離  $\Delta$  を用いて、参表 1.10-2 及び参図 1.10-1 に示すような擬似速度応答スペクトルを求める方法を提案している。また、地震動の経時特性はマグニチュード  $M$  を変数とした式を提案している。

なお、硬質地盤で得られた地震観測データの統計解析結果から、地盤のせん断波速度の違いによって、応答スペクトルに明らかな差が見られる場合、擬似応答スペクトルに解放基盤表面でのせん断波速度  $V_s$  の値に応じて、相応の補正係数  $R$  を乗ずることができる。

#### a. 補正係数 $R$

$V_s=0.7$  km/s のとき  $R=1.0$  とし、 $V_s=1.5$  km/s のとき  $R=0.8$  とする。

$0.7$  km/s  $< V_s < 1.5$  km/s の場合は、両対数軸上で直線補間するものとする。すなわち、補正係数を下式で表すものとする。

$$\left. \begin{array}{l} R=1.0 \quad ; V_s = 0.7 \text{ km/s} \\ R=0.8 \quad ; V_s \geq 1.5 \text{ km/s} \\ R=(V_s/0.7)^{-0.292} ; 0.7 \text{ km/s} < V_s < 1.5 \text{ km/s} \end{array} \right\} \dots\dots\dots (\text{参 1.10-1})$$

地盤のせん断波速度  $V_s$  は、解放基盤表面でのせん断波速度をもって代表とするものとする。

### (2) 小林・翠川の手法

小林, 他 (1976) (参 1.10-3), 翠川, 他 (1978) (参 1.10-4), Kobayashi et al (1982) (参 1.10-5) は、地震動の包絡関数が断層面の微小要素から発生するパルスの重ね合わせによって構成されるものと仮定し、強震記録から得られたパルスの特性に関する半経験式を用いて各パルスの形状を定めて、各パルスの重ね合わせで地震動の包絡関数を計算する手法を提案している。

この手法で計算された包絡関数は、地震基盤に到達する地震波に対するものであるため、これに地盤の増幅率を加味して地表のスペクトルや最大加速度が計算されている。

### (3) 福島・田中の式

Fukushima et al. (1990) (参 1.10-6), 福島, 他 (1992) (参 1.10-7) は日本及び米国・他で観測された地震記録に基づき、日本の地震に対して、最大加速度を求める式を提案している。

これらの式は、日本の 32 地震 555 データ ( $7.9 \geq M \geq 5.0$ , 深さ  $\leq 30$  km) 及び米国・



他の地震で断層から 50 km 以内の 20 地震 278 データに基づいている。また、日本の地盤条件が分かっている地点の記録において、観測値と推定値の比を求め、岩盤での値はこれらの式の平均 0.6 倍であるとしている。

#### (4) 司・翠川の式

司・翠川 (1999) (参 1.10-8) は日本で観測された地震記録に基づき、最大加速度及び最大速度を求める式を提案している。

これらの式は、日本で起きたモーメントマグニチュード  $M_w$  5.8~8.3 の規模で、震源深さは 120 km 以下、震源距離はマグニチュード  $M_w$  7.0 以上では 300 km 以内、6.6 以上 7.0 以下では 200 km 以内、6.3 以上 6.5 以下では 150 km 以内、6.2 以下では 100 km 以内のデータに基づいている。最大加速度は 856 データ、最大速度 394 データで、水平 2 成分のうち大きい方の値を用いている。また、最大加速度の式は地盤に対するものであり、岩盤での値を推定するためには 1.4 で割る必要がある。一方、最大速度の式は、地表から地盤の深さ 30 m までの平均せん断波速度 (以下、「AVS30」という。) が 600 m/s の硬質地盤に対するものである。

#### (5) 大野, 他の式

大野, 他 (2001) (参 1.10-9) は、米国カリフォルニアで観測された地震記録に基づき、第三紀以前の地盤に対して、最大加速度、最大速度及び加速度応答スペクトル (減衰定数 5%) を求める式を提案している。

これらの式は、米国カリフォルニアで起きたモーメントマグニチュード  $M_w$  4.9~7.5 の規模で、震源深さ概ね 20 km 以下、等価震源距離  $X_{eq}$  約 200 km 以下の 58 地震 662 記録に基づいている。また、第三紀以前に分類した地盤はせん断波速度が 600 m/s 以上の露頭地盤に概ね相当し、日本の対応する地盤条件の内陸地震へも適用可能としている。

#### (6) 安中, 他の式

安中, 他 (1997) (参 1.10-10) は日本で観測された地震記録に基づき、最大加速度、最大速度、最大変位及び加速度応答スペクトル (減衰定数 5%) を求める式を提案している。

これらの式は、日本の気象庁 87 型強震計で観測されたマグニチュード  $M$  5.0~8.1 の規模で、震源深さ 200 km 以下、距離 500 km 以下の記録に基づいている。用いたデータ数は、最短距離の式では 388 地震 77 地点 2085 記録、等価震源距離の場合は 387 地震 77 地点 2075 記録である。また、これらの式は気象庁 87 型地震計設置地点の平均的な地盤に対するものであり、せん断波速度 300~600 m/s の地盤に対応するとしている。

#### (7) Abrahamson and Silva の式

Abrahamson and Silva (1997) (参 1.10-11) は、1940 年 Imperial Valley 地震以後に世界中で発生した、 $M_w = 4.4 \sim 7.4$  の 58 の内陸地殻内地震に対する 655 記録の水平及び鉛

ガイド参 1-38

直成分の応答スペクトルを基に回帰分析を行い、周期 0.01~5.0 秒の加速度応答スペクトルの距離減衰式を提案している。観測点から震源への距離は、断層最短距離を用い、その適用範囲は 0.1~200 km である。断層の形状（横／縦ずれ）、観測点と断層面の位置（縦ずれ断層の上盤／下盤効果）もパラメータとしている。

なお、水平動は 2 成分の幾何平均である。

#### (8) Kanno et al. の式

Kanno et al. (2006) <sup>(参 1.10-12)</sup> は、国内の 4967 地震 91731 記録 (2002 年以前及び 2003 十勝沖地震による K-NET・KiK-net 記録) に、大規模地震の震源近傍データを補うための海外 12 地震 788 記録を追加したデータベースをもとに、震源深さ 30km を境界として異なる距離減衰関数を採用した距離減衰式を提案している。地盤条件の違いは AVS30 をパラメータとした補正係数により表される。また、東北日本における深発地震の異常震域現象への対応が提案されている。

なお、近年提案されている距離減衰式では、地殻内地震、プレート境界地震、プレート内地震の分類がパラメータとして導入されている場合が多いが、この距離減衰式では地震のタイプは考慮されていない。

#### (9) Zhao et al. の式

Zhao et al. (2006) <sup>(参 1.10-13)</sup> は 2003 年十勝沖地震本震・余震以前の強震記録 (国内： $M_w$  5.0~8.3, 4518 記録，海外：イラン・米国西海岸の近距離記録， $M_w$  4.4~7.4, 196 記録) をもとに水平 2 成分の幾何平均の地震動振幅を与える距離減衰式を提案している。既往の研究成果から地震タイプ(地殻内，プレート境界，プレート内)によって観測される地震動強さに大きな違いがあること，地殻内地震のうち逆断層の地震は横ずれ断層，正断層の地震に比べて大きな地震動強さになることから，これらの影響を考慮するためのパラメータ (逆断層パラメータ  $F_R$ ，プレート間地震パラメータ  $S_I$ ，スラブ内地震パラメータ  $S_{SL}$  等) が導入されている。また，補正項として  $M_w$  の 2 次式が提案されており，これを適用すると事実上  $M_w$  の 2 次式のスケージングを仮定した評価式となる。

#### (10) 内山・翠川の式

内山・翠川 (2006) <sup>(参 1.10-14)</sup> は 1968 年十勝沖地震~2003 年十勝沖地震の期間において日本とその周辺で発生した  $M_w \geq 5.5$  の 52 地震の記録をもとに，距離減衰式を策定した。回帰モデルには震源深さ  $D$  がパラメータとして導入されており，震源深さに応じて距離減衰勾配が変化する距離減衰関数が採用されている。近年提案されている距離減衰式では地震タイプ(内陸地殻内，プレート境界，スラブ内地震)や震源深さがパラメータとして考慮されているものが多い。しかし，これらを同時に距離減衰式に導入した場合には，震源深さと地震タイプの係数にトレードオフの関係がみられたことから，地震タイプによる区別は行われていない。

なお、この式で評価される地震動強さは AVS30 が 460~760m/s の工学的基盤相当(データベースにおける中央値は 500m/s である。)に対応している。また、回帰係数の数値については 4 次関数で平滑化された結果が与えられている。

#### (11) 片岡, 他の式

片岡, 他 (2006) (参 1.10-15) は, 1978 年 6 月~2003 年 9 月の期間に, 日本とその周辺で発生した地震(内陸  $M_w \geq 5.0$ , 海溝  $M_w \geq 5.5$ , 震源深さ  $\leq 120\text{km}$ )のうち波動伝播経路が火山フロントをまたぐ記録を排除したデータベースをもとに, モーメントマグニチュード, 断層最短距離, 短周期レベルあるいは震源深さ, 地盤種別をパラメータとして, 最大加速度振幅(以下「PGA」という。), 最大速度振幅(以下「PGV」という。), 応答スペクトルの距離減衰式を提案している。ここで, PGA, PGV は水平 2 成分の最大値, 応答スペクトルは 1 質点系応答の水平 2 成分ベクトル合成の最大値として定義されている。また, この研究では, スペクトルインバージョン解析により各地震の短周期レベル  $A$  の評価を行い, その結果をもとに, 地震モーメント  $M_0$  に対する短周期レベル  $A$  の関係式を地震の地域・タイプごとに示している。

なお, サイト特性については基本固有周期で 3 階級の分類で表現されており, うち一番固い I 種地盤の一部として工学的基盤が設定されている。工学的基盤に該当する 31 地点の AVS30 の平均値は 720m/s とされる。

#### (12) NGA の式

近年の審査実績として用いられた手法として, 上記以外に, アメリカ西海岸で発生した内陸地殻内地震を対象とした NGA(Next Generation Attenuation of Ground Motions)プロジェクトによる, Abrahamson and Silva (2008) (参 1.10-16), Boore and Atkinson (2008) (参 1.10-17), Campbell and Bozorgnia (2008) (参 1.10-18), Chiou and Youngs (2008) (参 1.10-19), Idriss (2008) (参 1.10-20) が挙げられる。

#### (13) 墓石の転倒, 木造建物の被害による地震動強さの推定

近年の強震観測網の整備により, 震源近傍においても強震記録が観測されるようになってきているが, 大地震でかつ震源近傍の観測記録の数は世界的にもまだ限られている。

このため, 震源域内における地震動の強さを推定する方法の一つとして, 既往の地震によって激震地に生じた震害状況から推測する方法がある。有力な手法としては, 墓石など単体(柱状体)の転倒による加速度の推定(参 1.10-21), 木造建物の倒壊率による加速度の推定方法がある。

参表 1.10-1 主な経験的な方法の特徴の比較

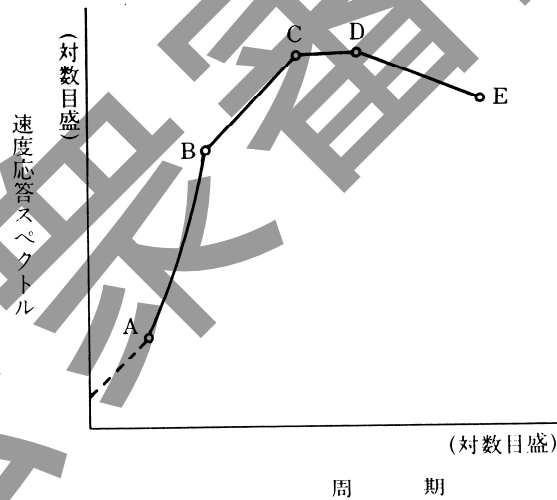
手法	使用した記録	パラメータ	対象地盤	特徴
「1.2.3.2 経験的な方法」	日本の第三紀以前の地層で観測された 44 地震 107 記録	マグニチュードと等価震源距離, 評価地盤の $V_s, V_p$	解放基盤面 (せん断波速度 $V_s$ の範囲は 0.5~2.7 km/s)	解放基盤面におけるせん断波速度に応じた評価方法 国内外の震源近傍の記録で適用性を確認 NFRD 係数によって断層破壊方向の効果を考慮出来る
大崎の手法	国内外の 12 地震の加速度記録 84 成分と転倒墓石のデータ	マグニチュードと震央距離	解放基盤面	1978 年以来, 原子力施設的设计用地震動評価に用いられている
小林・翠川の手法	国内の記録	マグニチュードと震源距離	地震基盤 (せん断波速度 $V_s$ で 3 km/s 相当)	震源の広がりや断層破壊方向の効果を考慮出来る
司・翠川の式	日本で起きた $M_w=5.8\sim 8.3$ の 21 地震, 1137 記録	モーメントマグニチュードと断層最短距離若しくは等価震源距離	岩盤での値を推定するためには 1.4 で割る。	震源深さや地震種別 (内陸地震・プレート内地震・プレート間地震) を考慮出来る
大野, 他の式	米国カリフォルニアで観測された $M_w=4.9\sim 7.5$ の 58 地震, 662 記録	モーメントマグニチュードと断層最短距離若しくは等価震源距離	第三紀以前に分類した地盤はせん断波速度が 600 m/s 以上の露頭地盤	NFRD 係数によって断層破壊方向の効果を考慮出来る
Abrahamson and Silva の式	1940 年 Imperial Valley 地震以降, 世界中で発生した $M_w=4.4\sim 7.4$ の 58 の内陸地殻内地震に対する 655 記録	モーメントマグニチュードと断層最短距離, 断層形状, 断層上盤/下盤	せん断波速度が 600 m/s 以上の rock 又は rock の上に 5m 以下の薄い層を有する岩盤	極近距離まで評価が可能

参表 1.10-2 大崎による設計用応答スペクトル (減衰定数 5%) (参 1.10-1)

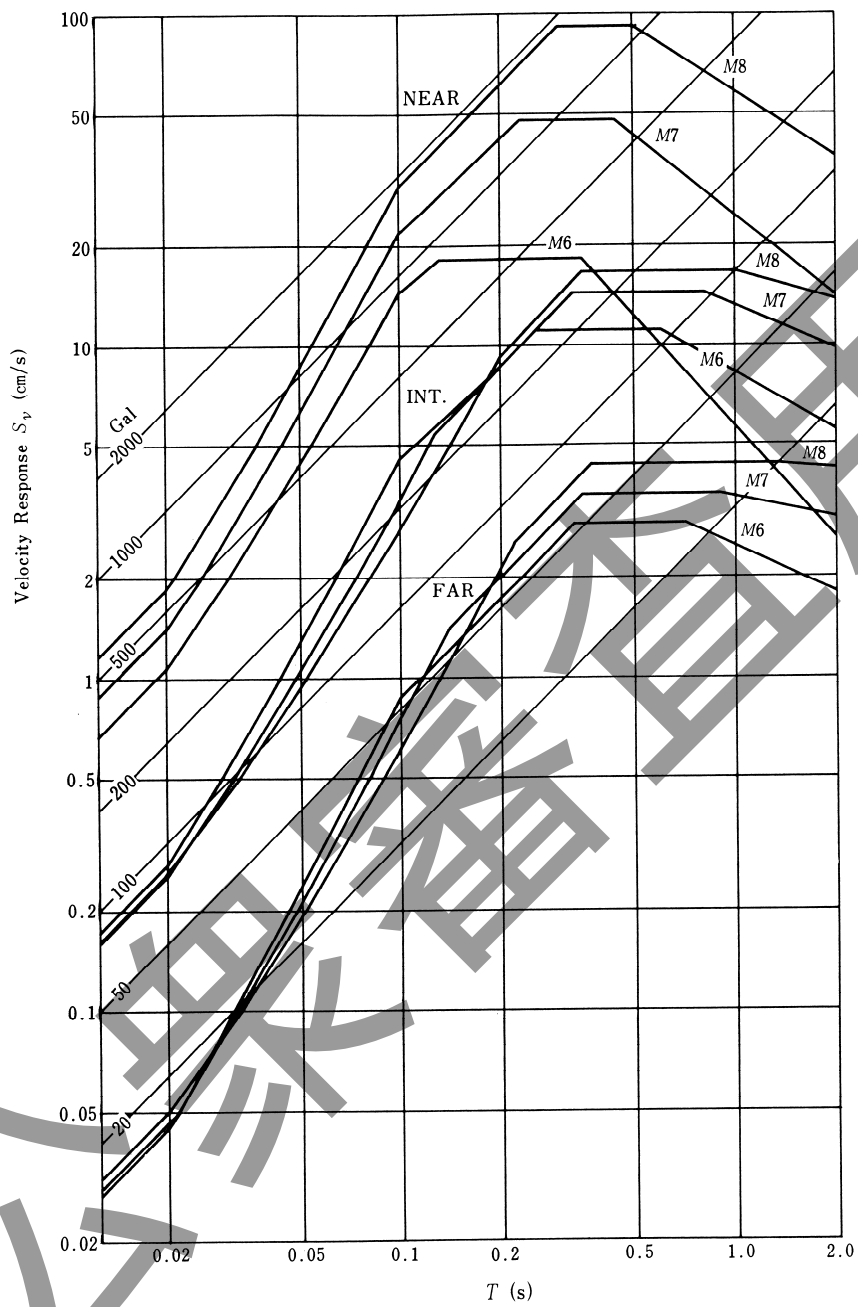
Field	Magni- tude, $M$	Epicentral Distance $\Delta$ (km)	Control Points									
			A		B		C		D		E	
			$T_A$	$S_V$	$T_B$	$S_V$	$T_C$	$S_V$	$T_D$	$S_V$	$T_E$	$S_V$
Near	8	25	0.02	0.6	0.10	10	0.30	30	0.50	30		12
	7	10		0.7	0.10	11	0.23	24	0.45	24		7
	6	5		1.2	0.10	17	0.13	21	0.35	21		3
Inter- mediate	8	120		0.5	0.20	18	0.35	32	1.00	32		26
	7	45		0.5	0.13	11	0.33	28	0.80	28	2.0	19
	6	15		0.6	0.10	10	0.25	24	0.60	24		12
Far	8	350		0.5	0.22	26	0.37	44	1.20	44		42
	7	150		0.5	0.14	15	0.35	38	0.90	38		32
	6	60		0.5	0.10	10	0.33	33	0.70	33		20

$T$  : 周期 (s)

$S_V$  : 10 kine(cm/s)の規準化応答スペクトル値 (kine(cm/s)) 注



注 : 表記に cm/s を追記



参图 1.10-1 大崎による設計用応答スペクトル (参 1.10-1)

## 【参考文献】

- (参 1.10-1) Ohsaki, Y. : Guideline for Evaluation of Basic Design Earthquake Ground Motions, 1979.
- (参 1. 10-2) Hisada, T. et al. : Design Spectra for Stiff Structures on Rock, Proc. 2nd Intern. Conf. Microzonation, 1978, pp.1187-1198.
- (参 1. 10-3) 小林啓美, 長橋純男 : 地表で観測された地震動の周期特性から求めた地盤の増幅特性と地震基盤における地震動の性質, 日本建築学会論文報告集, 240, 1976, pp.79-92.
- (参 1. 10-4) 翠川三郎, 小林啓美 : 地震動の地震基盤からの入射波スペクトルの性質, 日本建築学会論文報告集, 273,1978, pp.43-52.
- (参 1. 10-5) Kobayashi, H. , S. Midorikawa : A Semi-Empirical Method for Estimating Response Spectra of Near-Field Ground Motions with regard to Fault Rupture, *Proc. 7th European Conf. on Earthquake Engineering*, 1982, pp.161-168.
- (参 1. 10-6) Fukushima, Y. , T. Tanaka : A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1990, pp.757-783.
- (参 1. 10-7) 福島美光, 田中貞二 : 新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂, 地震学会秋季大会講演予稿集, 1992, p.116.
- (参 1. 10-8) 司宏俊, 翠川三郎 : 断層タイプおよび地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 1999, pp.63-70.
- (参 1. 10-9) 大野晋, 高橋克也, 源栄正人 : カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用, 日本建築学会構造系論文集, 544, 2001, pp.39-46.
- (参 1. 10-10) 安中正, 山崎文雄, 月平冬樹 : 気象庁 87 型強震計記録を用いた最大地動および応答スペクトル推定式の提案, 第 24 回地震工学研究発表会講演論文集, 1997, pp.161-164.
- (参 1. 10-11) Abrahamson, N. , W. Silva : Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, *Seism. Res. Let.*, vol.68, 1, Jan./Feb, 1997, pp.94-127.
- (参 1. 10-12) Kanno, T. et al. : A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, 2006, pp.879-897.
- (参 1. 10-13) Zhao, J. X. et al. : Attenuation Relation of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, 2006, pp.898-913.

- (参 1. 10-14) 内山泰生, 翠川三郎 : 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 606, 2006, pp.81-88.
- (参 1. 10-15) 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅明 : 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集 A, Vol.62, No.4, 2006, pp.740-757.
- (参 1. 10-16) Abrahamson, N., and W. Silva : Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion Relations, *Earthquake Spectra*, Vol.24, Issue 1, 2008, pp.67-98.
- (参 1. 10-17) Boore, D. M. , and G. M. Atkinson : Ground-Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectral Periods between 0.01 s and 10.0 s, *Earthquake Spectra*, Vol.24, Issue 1, 2008, pp.99-138.
- (参 1. 10-18) Campbell, K. W., and Y. Bozorgnia : NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped Linear Elastic Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 s, *Earthquake Spectra*, Vol.24, Issue 1, 2008, pp.139-172.
- (参 1. 10-19) Chiou, B.S-J., and R. R. Youngs : An NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, *Earthquake Spectra*, Vol.24, Issue 1, 2008, pp.173-216.
- (参 1. 10-20) Idriss, I. M. : An NGA Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated By Shallow Crustal Earthquakes, *Earthquake Spectra*, Vol.24, Issue 1, 2008, pp.217-242.
- (参 1. 10-21) 表俊一郎, 三宅昭春, 檜橋秀衝 : 震央域における地震動最大加速度, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (北海道), 1978.



公衆衛生局

## 参考資料 1-11 震源のモデル化のための基礎的關係式

震源断層を特定した地震を想定した場合の地震動評価に用いるための特性化された震源モデルを作成するための手順の概要や、その際に用いられる基本的な關係式は以下のとおりである。

### (1) 震源のモデル化のための基礎的關係式

震源のモデル化における巨視的断層パラメータや、微視的断層パラメータを設定するためにはいくつかの關係式が用いられる。

#### a. 地震の規模（スケーリング則）に関する關係式

##### a) Somerville et al.の研究

Somerville et al. (1999) (参 1.11-1) は、15 の内陸地殻内地震について同一の手法でインバージョン解析を行い、得られた断層すべり分布から一定基準で断層破壊域やアスペリティの抽出をして、断層面積  $S$  (km<sup>2</sup>) と地震モーメント  $M_0$  (dyne·cm) のスケーリング則を求めた。

Somerville et al. (1999) による地震モーメントと断層面積の關係は、

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \dots\dots\dots \text{(参 1.11-1)}$$

とされている。

次に Somerville et al. (1999) は、平均すべり量より 1.5 倍以上大きなすべりを有する領域をアスペリティと定義し、このような定義に従って抽出されたアスペリティの総面積  $S_a$  (km<sup>2</sup>) や最大アスペリティの面積  $S_1$  (km<sup>2</sup>) と地震モーメント  $M_0$  (dyne·cm) の關係式が以下のように示されている。

$$S_a = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \dots\dots\dots \text{(参 1.11-2)}$$

$$S_1 = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \dots\dots\dots \text{(参 1.11-3)}$$

式 (参 1.11-1)、式 (参 1.11-2) より、断層面全体に対するアスペリティの面積の割合は 22% となる。

また、断層面全体の平均すべり量に対するアスペリティ部の平均すべり量の比は 2 となっている。

##### b) 入倉・三宅の研究

入倉・三宅 (2001) (参 1.11-2) は、Somerville et al. (1999) (参 1.11-1) で採用された 15 の内陸地殻内地震のデータに加えて、余震域や地殻変動データを基に解析されたマグニチュード 8 クラスの巨大地震のデータ (Wells et al. (1994) (参 1.11-3)) もあわせて検討している。

その結果、内陸の活断層地震の断層幅  $W$  が、ある規模以上の地震に対して飽和して一定値となることがわかり、以下のような關係式が示されている。

$$W = kL \quad \text{for } L < W_{\max} \quad \dots\dots\dots (\text{参 } 1.11-4)$$

$$W = W_{\max} \quad \text{for } L \geq W_{\max} \quad \dots\dots\dots (\text{参 } 1.11-5)$$

上式に関して、Wells et al. (1994) (参 1.11-3) のデータも含んだ全てのデータによる統計解析の結果から  $k = 0.995$ 、 $W_{\max} = 16.6 \text{ km}$  と求められている。

$W_{\max}$  については、震源インバージョン結果によるデータのみで低角逆断層を除いた場合も統計解析されており、その場合は  $W_{\max} = 17.1 \text{ km}$  となることが示されている。

次に、断層幅  $W$  が  $W_{\max}$  に達したときの断層長さ  $L$  が  $20 \text{ km}$  であると仮定した上で、地震モーメント  $M_0$  が  $7.5 \times 10^{25} \text{ dyne}\cdot\text{cm}$  以上の地震規模に対しては、次のような経験的關係式が提案されている。

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2} \quad \dots\dots\dots (\text{参 } 1.11-6)$$

c) 壇, 他の研究

壇, 他 (2001) (参 1.11-4) は、過去に同定された 12 の内陸地殻内地震の非一様すべり破壊モデルから短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル  $A$  (以下、「短周期レベル」という。) を算定した。

その結果、短周期レベル  $A$  ( $\text{dyne}\cdot\text{cm}/\text{s}^2$ ) と、地震モーメント  $M_0$  ( $\text{dyne}\cdot\text{cm}$ ) との間に以下の關係式を導いている。

$$A = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \quad \dots\dots\dots (\text{参 } 1.11-7)$$

b. アスペリティモデルの応力降下量に関する關係式

アスペリティモデルと背景領域から構成される震源モデルの応力降下量を規定する方法に関しては、入倉・三宅 (2002) (参 1.11-5) や壇, 他 (2002) (参 1.11-6), 地震調査研究推進本部 (2005) (参 1.11-7) にまとめられている。アスペリティの応力降下量を設定する方法としては大きく分類して、断層の全面積  $S$  とアスペリティの面積  $S_{\text{asp}}$  の比から設定する方法 (参図 1.11-1) と、短周期レベル  $A$  から設定する方法 (参図 1.11-2) がある。

a) 面積比からアスペリティの応力降下量を与える方法

断層面積  $S$  とアスペリティの面積  $S_{\text{asp}}$  の比から設定する方法とは、以下のように断層面全体の平均的な応力降下量  $\Delta\sigma$  と、断層面積とアスペリティの面積比を用いて設定する方法である。(例えば、入倉・三宅 (2002) (参 1.11-5))

断層面全体の平均的な応力降下量  $\Delta\sigma$  は、断層面を等価な円形クラックと仮定したときの以下の式より算定される。(Eshelby (1957) (参 1.11-8))

$$\Delta\sigma = (7/16)M_0 / (S/\pi)^{1.5} \quad \dots\dots\dots (\text{参 } 1.11-8)$$

アスペリティにおける応力降下量  $\Delta\sigma_{\text{asp}}$  は、断層面積とアスペリティの面積比を用いて以下のように算定される。

$$\Delta\sigma_{\text{asp}} = (S/S_{\text{asp}})\Delta\sigma \quad \dots\dots\dots \text{(参 1.11-9)}$$

$S_{\text{asp}}/S$  は、内陸地殻内地震に対しては、Somerville et al. (1999) (参 1.11-1) によると、0.22 となる。

更に、アスペリティにおける応力降下量は、実効応力にほぼ等しいものとしている。(Dalguer et al. (2002) (参 1.11-9))

また、背景領域について入倉，他 (2002) (参 1.11-5) では、実効応力としてアスペリティ部の応力降下量の 20%程度を考えると良いとされている。

b) 短周期レベル  $A$  からアスペリティの応力降下量を与える方法

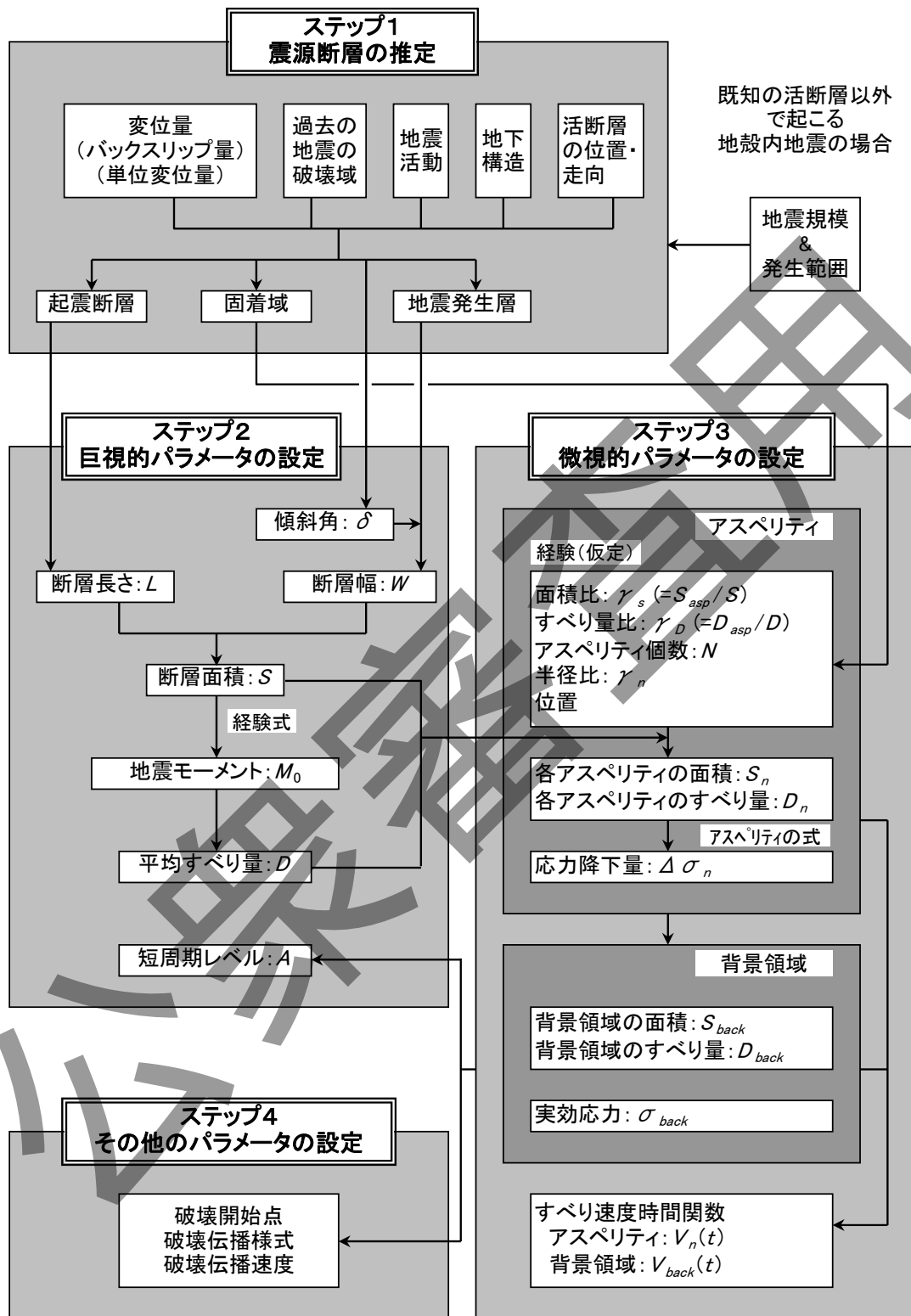
アスペリティの応力降下量を，壇，他 (2001) (参 1.11-4) による短周期レベル  $A$  をもとにして設定する方法では，以下のようにして求められる。

壇，他 (2002) (参 1.11-6) で示されているアスペリティモデルでは，便宜的に半径  $R$  の円形領域に，半径  $r$  のアスペリティ領域が仮定されており，断層面積  $S$ ，地震モーメント  $M_0$ ，短周期レベル  $A$  が与えられたときのアスペリティの半径  $r$  を求めることにより，応力降下量が以下の式により算出される。

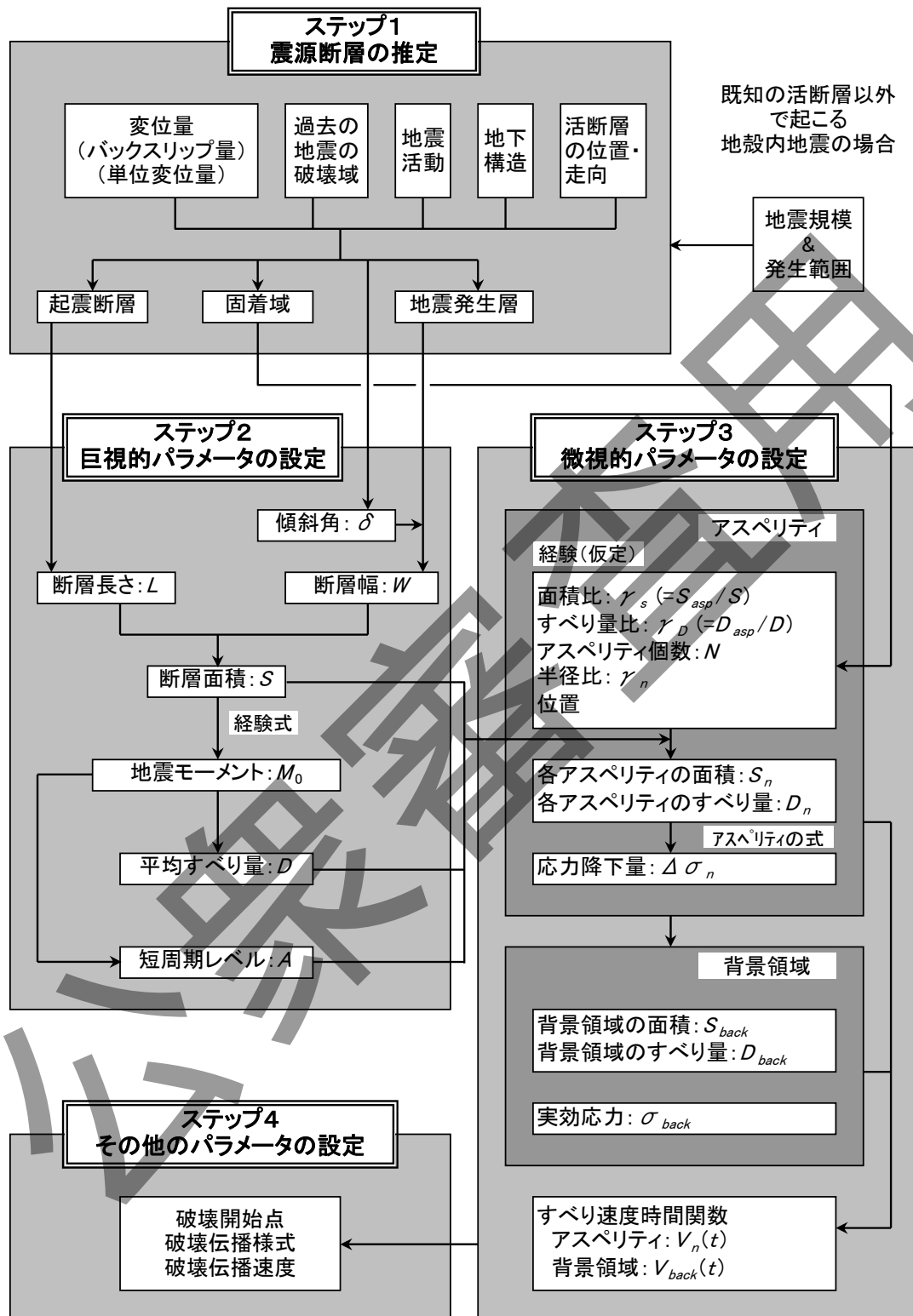
$$r = (7\pi/4) \times (M_0 / (A \times R)) \cdot \beta^2 \quad \dots\dots\dots \text{(参 1.11-10)}$$

$$\Delta\sigma_{\text{asp}} = (7/16) \times M_0 / (r^2 \times R) \quad \dots\dots\dots \text{(参 1.11-11)}$$

ここで， $\beta$  : 震源域の S 波速度



参図 1.11-1 震源断層のモデル化の流れ (アスペリティの面積を与える場合)



参図 1.11-2 震源断層のモデル化の流れ (短周期レベルを与える場合)

## 【参考文献】

- (参 1.11-1) Somerville, P. et al. : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion ,*Seismological Research Letters*,Vol.70, 1999, pp.59-80.
- (参 1. 11-2) 入倉孝次郎, 三宅弘恵:シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 2001, pp.849-875.
- (参 1. 11-3) Wells, D.L. , K.J.Coppersmith : New empirical relationships among magnitude , rupture length , rupture width , rupture area , and surface displacement , *Bulletin of the Seismological Society of America* , Vol.84, 1994, pp.974-1002.
- (参 1. 11-4) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透: 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, No.545, 2001, pp.51-62.
- (参 1. 11-5) 入倉孝次郎, 三宅弘恵, 岩田知孝, 釜江克宏, 川辺秀憲: 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, 2002, pp.567-572.
- (参 1. 11-6) 壇一男, 佐藤俊明, 入倉孝次郎: アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, 2002, pp.555-560.
- (参 1. 11-7) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 全国を概観した地震動予測地図報告書 (分冊 2), 2005
- (参 1. 11-8) Eshelby , J.D. : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion , and related problems , *Proceedings of the Royal Society of London* , Series A , Vol.241 , 1957, pp.376-396.
- (参 1. 11-9) Dalguer , L.A. et al : Distribution of dynamic and static stress changes during 2000 Tottori(Japan) earthquake : Brief interpretation of the earthquake sequences , Foreshocks , mainshock and aftershocks, *Geophysical Research Letters* , Vol.29 , No.16, 2002 .

## 参考資料 1-12 断層モデルを用いた地震動評価手法

### (1) 理論的手法

理論的手法とは、震源特性・伝播特性・サイト特性に基づき理論的に計算する手法である。

理論的手法では、震源の与え方として与えられた断層の破壊規準や応力条件をもとに亀裂の仮定を解く「動力学モデル」と、弾性体中に存在する切れ目に相対変位（ずれ）を付与したときの波動場を算定する「運動学的モデル」に分類されるが、強震動評価においては後者がよく用いられている。

この手法では、波動伝播の理論的なモデル化は地盤構造を設定し、その地盤内に単位の力源を作用させたときの任意点での応答を解く事、すなわちグリーン関数を求めることが基本となっている。

グリーン関数を求めるための計算手法としては、水平成層媒質を対象とした波数積分法や不整形媒質まで適用可能な有限差分法や有限要素法、境界積分法などがあり、これらの手法は主として長周期地震動評価のために用いられている。

### (2) 半経験的手法

理論的な手法による地震動評価で必要となるグリーン関数を観測記録で代用して、震源のくい違い理論にしたがって合成する手法で、「半経験的波形合成法」とも呼ばれている。半経験的手法は、観測記録をそのまま用いる「経験的グリーン関数法」と、他地点の多くの観測記録を統計処理して得られるグリーン関数を用いる「統計的グリーン関数法」がある。

#### a. 経験的グリーン関数法

経験的グリーン関数法とは、震源のメカニズムや伝播経路が大地震と共通する中小地震の観測記録をグリーン関数として考え、それを大地震の破壊過程に合わせて重ね合わせることにより大地震の地震動を評価するものである。この手法は、その地点に固有の伝播経路特性やサイト特性が反映されているので適切な観測記録があれば、実用上非常に有効である。

経験的グリーン関数法の代表的なものとして、Irikura (1986)<sup>(参 1.12-1)</sup>、武村、他 (1987)<sup>(参 1.12-2)</sup>、Dan et al. (1998)<sup>(参 1.12-3)</sup> があげられる。これらの手法は、いずれも基本的な考え方は断層パラメータの相似則に基づいている。

経験的グリーン関数法は予測にも有用な手法であるが、いくつかの留意点も指摘されており、応力降下量や放射特性の補正が必要になる場合もある。



## b. 統計的グリーン関数法

統計的グリーン関数法とは、敷地で適切な観測記録がない場合に経験的グリーン関数法を適用するために、他地点の多くの観測記録を統計処理した平均的な特性を有するグリーン関数を求め、それを重ね合わせる手法である。

統計的グリーン関数法では、まず対象とする要素地震の規模と距離の関数として表現された周波数特性と経時特性の統計モデルを用いて、時刻歴波形（統計的グリーン関数）を作成する。次に、経験的グリーン関数法と同様の手法で波形を合成し、大地震の基盤地震動を求めた後、評価位置までのサイト特性を考慮することにより、評価位置での地震動を求めることができる。サイト特性は、評価地点周辺の観測記録から経験的に求める場合や、地盤モデルを設定して理論的に求める場合がある。

統計モデルとしては、主としてカリフォルニアの地震を使って求めた Boore (1983) (参1.12-4) のモデルや、東日本の太平洋プレートの地震を使って求めた佐藤(1994) (参1.12-5) のモデル等がある。

統計的グリーン関数法による強震動評価の例として、釜江，他 (1991) (参1.12-6) 等がある。

統計的グリーン関数法による強震動評価では、高周波遮断周波数  $f_{\max}$  と  $Q$  値の設定が結果に影響を及ぼすパラメータである。実際の評価においては、評価地点周辺での観測記録を用いた検討結果等を参考として適切な値を設定する必要がある。

なお、最近は敷地で多くの観測記録が得られている場合、観測記録を統計処理して特性を抽出した上で、その特性を有する模擬地震動を作成し、これを統計的グリーン関数として用いる場合もある [佐藤，他 (1994) (参1.12-7)]。

## c. ハイブリッド法

ハイブリッド法とは、短周期領域には半経験的手法を、長周期領域には理論的手法を用いて別々に地震動を評価し、それらを組み合わせることによって広い周期帯域の地震動評価を行う手法である。

ハイブリッド法は大きく分けて、強震動をそれぞれの周波数帯域で評価し、それらを合成するハイブリッド合成法と、グリーン関数として長周期領域と短周期領域の二つの波形を合成し、半経験的手法により強震動を評価するハイブリッドグリーン関数法に分類される。地震調査推進本部等では、主にハイブリッド合成法が用いられている。

ハイブリッド法による強震動評価としては、Kamae et al. (1998) (参1.12-8)、入倉，他 (1999) (参1.12-9)、壇，他 (1998) (参1.12-10) 等がある。

## 【参考文献】

- (参 1.12-1) Irikura , K. : Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function , *Proceedings of the Seventh Japan Earthquake Engineering Symposium* , 1986 , pp.151-156.
- (参 1.12-2) 武村雅之, 池浦友則: 震源の不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価, 地震, 第2輯, 第40巻, 第1号, 1987, pp.77-88.
- (参 1.12-3) Dan, K. et al : A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motion based on approximate far-field shear-wave displacement , *Journal of Structural and Construction Engineering(Transactions of AIJ)* , No.396, 1998, pp.27-36.
- (参 1.12-4) Boore , D.M. : Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radical spectra , *Bulletin of the Seismological Society of America* , Vol.71, 1983, pp.969-971.
- (参 1.12-5) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明 : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 第 462 号, 1994, pp.79-89.
- (参 1.12-6) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長 : 地震のスケーリングに基づいた大地震時の強震動予測, 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 430 号, 1991, pp.1-9.
- (参 1.12-7) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明 : 観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 第 463 号, 1994, pp.27-37.
- (参 1.12-8) Kamae , K. et al. : A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function , *Bulletin of the Seismological Society of America* , Vol.88, 1998, pp.357-367.
- (参 1.12-9) 入倉孝次郎, 釜江克宏 : 1948 年福井地震の強震動—ハイブリッド法による広帯域強震動の再現, 地震, 第2輯, 第52巻, 1999, pp.129-150.
- (参 1.12-10) 壇一男, 佐藤俊明 : 1923 年関東大地震 ( $M_s 8.2$ ) の断層の非一様すべり破壊を考慮した 3 次元差分法と半経験的方法のハイブリッドによる東京の広帯域強震動シミュレーション, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, 第 1 分冊, 1998, pp.679-684.

公衆衛生局

## 参考資料 1-13 震源を特定せず策定する地震動として用いる応答スペクトルのレベル

震源を特定せず策定する地震動として用いる応答スペクトルのレベルの検討事例を以下に示す。

### (1) 加藤, 他(2004)<sup>(参 1.13-1)</sup>

#### a. 概要

日本及び米国カリフォルニア州において震源近傍で得られた観測記録を収集し、地震動レベルの検討を行った。応答スペクトルのレベルを定めるに当たっては、第2章で示す地質調査を前提とし、これらの詳細な調査によっても震源（地震規模と震源位置）を事前に特定できないと判断した地震により観測された硬質岩盤上の記録を選択した。

地震動レベルは、震源近傍の岩盤で得られた強震記録の応答スペクトルを包絡するように設定した。ただし、レベル設定に用いた観測記録に限りがあること、用いた地震の規模がやや小さいことから、経験的な評価式を用いて震源の近くで得られた観測記録から震源のごく近傍での地震動を評価し、設定した地震動レベルと比較した。その結果、周期約1秒以下では設定レベルの妥当性を確認できたが、長周期側では設定レベルが過小であると判断した。このため、周期約1秒より長周期側の擬似速度応答スペクトル振幅については、観測記録の包絡レベルと経験的な評価によるレベルを十分に上回る100 cm/s ( $V_s=700$  m/s 相当)に修正した。

なお、「1.2.3.2 経験的な方法」にて示す手法と同様に、地震基盤における地震動レベルから、解放基盤表面におけるS波（P波）速度に応じた水平（鉛直）地震動レベルを設定するようにした。

#### b. 震源近傍の強震記録の収集

対象とする震源近傍の強震観測記録は、入手可能な米国カリフォルニア州並びに日本国内における断層最短距離20km以内で観測された強震記録である。これらは、武村, 他(1999)<sup>(参 1.13-2)</sup>のデータセットに対し、近年の観測データを加えたものであり、表層の影響を受けていない硬質地盤に位置する観測点で得られた記録である。

これらの記録を、地表地震断層が出現した地震とそうでない地震に分類して参表1.13-1及び参表1.13-2に示す。収集した地震は計25地震になり、モーメントマグニチュード $M_w$ の範囲は5.6~7.5 [武村(1998)<sup>(参 1.13-3)</sup>で $M_j$ に換算すると $M_j=5.7\sim 8.0$ 相当]にある。検討対象として断層最短距離20km以内を選んだ理由は、Fukushima et al. (1990)<sup>(参 1.13-4)</sup>によれば、この距離より遠い観測点においては地震動振幅が距離に対して急激に減衰し、振幅レベルが小さくなると考えられるためである。

可能な限り軟弱地盤の影響を受けていない地震動を評価するために、硬質地盤上の強震記録を対象とする。ここで硬質地盤とは、Ohno et al. (1996)<sup>(参 1.13-5)</sup>によるPre-Quaternaryに対応させてあり、未固結層の厚さが10m未満で、その下に“Rock”

が存在すると指摘されている観測点である。観測記録のスペクトル特性から、明らかに未固結層の共振によって特定の短周期成分が卓越する観測点は除いた。参表 1.13-1 及び参表 1.13-2 において、地震諸元のみが記載されている地震は、上述の条件を満たす震源近傍における硬質地盤上の強震記録が得られなかった地震である。

#### c. 検討対象地震の選定

b. で収集した地震に対し、2章で示す詳細な地質調査によっても震源を事前に特定できない地震を選定し、地震動レベルを決める検討対象地震とする。ここでは強震観測開始以後の地震のみを対象とし、分類した結果を参図 1.13-1 に示す。

鳥取県西部地震を除く地表地震断層が出現した 11 地震(参図 1.13-1 の A)は活断層と関連づけることが可能であり、これらの地震は震源が事前に特定できる地震と判断した。鳥取県西部地震(参図 1.13-1 の B)は、井上、他 (2002) (参 1.13-6)により、空中写真判読、地形・地質調査、物理探査などの詳細な調査を行うことにより、震源が事前に特定可能と判断した。

なお、11 地震(参図 1.13-1 の A)のうち 9 地震は  $M_w$  が 6.5 ( $M_j$  が 6.8)を超えている。このことは、武村 (1998) (参 1.13-3)及び Shimazaki (1986) (参 1.13-7)による断層パラメータの模式的解釈とも整合する。すなわち、小地震では断層破壊領域が地震発生層 (厚さ 15~20 km の上部地殻に対応) の内部に留まっているが、大地震では破壊領域が地震発生層の厚さ全体に達し、破壊領域の厚さ (断層幅) に頭打ちが生じるため、地震規模と震源断層長さとの経験的な関係 (スケーリング) が変化する。このスケーリングの変化する規模を境として、これより大きい内陸地殻内地震は、地表に何らかの痕跡を残す、という解釈である。

次に、地表地震断層が出現しなかった 13 地震(参図 1.13-1 の C, D, E)について、既存の活断層図や文献による調査を行い、事前に震源が特定可能か否かを判断した。更に、判断が難しい場合は、新たに空中写真判読、地表踏査を行った。その結果、1961 年北美濃、1969 年岐阜県中部及び 1989 年 Loma Prieta 地震は、既存の活断層との関連づけられる。1983 年 Coalinga、1994 年 Northridge 地震は、地震前に震源断層に対応する活断層が文献に記載されていなかったが、活褶曲構造等との関連により事前に詳細な調査を行えば震源が特定可能、と判断した。

なお、カリフォルニア州で発生した 5 つの中規模地震 ( $M_w \leq 6.2$ ) については、地震発生後の文献により既存断層の活動等によって発生したことが報告されており、事前に震源の位置と規模を評価できた可能性がある。

以上をまとめると、1984 年長野県西部、1997 年山口県北部及び 1997 年鹿児島県北西部(参図 1.13-1 の E)の 3 地震は、震源を事前に特定できない地震であると判断し、地震動レベルを決める検討対象となる。

#### d. 地震動レベルの検討に用いる地震

検討対象の 1 地震のうち、b. で示した条件の硬質岩盤上で、かつ、断層最短距離  $X_{sh}$  が 20 km 以内の観測点は、参表 1.13-2 に示した 1997 年鹿児島県北西部地震の鶴田ダム

(TRD)であり、長野県西部地震と山口県北部地震では条件を満たす記録が得られていない。したがって、地震動レベルの検討対象になるのは、TRDの1記録(2水平成分)のみである。

c. で記したように、断層パラメータのスケーリングが変化する地震規模を境として、これより大きい内陸地殻内の地震は、地表に何らかの痕跡を残すものと考えられる。一方、武村(1998)<sup>(参 1.13-3)</sup>及び香川、他(2001)<sup>(参 1.13-8)</sup>によれば、スケーリングが変化する地震規模より小さい地震は、地表地震断層を生じる可能性が急激に低くなる。また、一回の地震によるすべり量が小さいために、風化作用によって地形等に痕跡を残す可能性も低くなる。詳細な地質調査により、地震規模が $M_w6.2$ 以下のカリフォルニアの6地震(1966年 Park field, 1978年 Santa Barbara, 1979年 Coyote Lake, 1984年 Morgan Hill, 1987年 Whittier Narrows, 1991年 Sierra Madre)は、事前に震源の位置と規模を評価できた可能性がある。しかしながら、仮にこれらの6地震について、地質学的調査を用いて震源が事前に特定できた可能性があるとしても、スケーリングの観点から同じ程度の規模の断層が確実に事前に震源を特定できるとは言い切れない。以上の点を鑑みて、上記6地震も地震動レベルの検討に採用し、記録の少なさを補うこととした。以上の検討対象地震の選定過程をまとめて参図 1.13-2 に示す。

上記6地震のうち、b. で示した条件の硬質岩盤上で、かつ、断層最短距離 $X_{sh}$ が20 km以内の観測点が存在するのは10地点の計12記録(24水平成分)である。これらの記録に、1997年鹿児島県北西部地震の鶴田ダム(TRD)の記録を加えた7地震11地点の計13記録(26水平成分)に基づいて、地震動レベルを検討する。参表 1.13-3 に最大加速度(PGA)等の諸元を示す。

#### e. 強震観測点の地盤構造

d. で選択した11の強震観測点に対して地盤データを収集し、地盤のS波速度について整理する。Fumal et al. (1986)<sup>(参 1.13-9)</sup>により、速度構造の地盤データが収集できたのは、11地点中、5地点である。各サイトのS波速度( $V_s$ )を参表 1.13-4 に示す。

ここでは、S波速度( $V_s$ )が500 m/s以上の地層を解放基盤相当層とし、それより上の層を表層とする。この条件で求めた表層の1次周期、解放基盤相当層の岩盤(以下、「岩盤」という。)のS波速度を、表層の層厚と合わせて参表 1.13-4 に示す。5地点の「岩盤」の $V_s$ の範囲は500~781 m/sである。

#### f. 水平地震動の地震動レベル

d. で選定した7地震11地点の計13記録(26水平成分)に対し、擬似速度応答スペクトルの重ね書きを参図 1.13-3 に示す。これらの強震記録は、1997年鹿児島県北西部地震( $M_f=6.6$ )及びカリフォルニアで発生した $M_w=5.6\sim 6.2$ の6地震において、断層最短距離 $X_{sh}=3\sim 17$  kmで観測されたものである。

地震動レベルを設定するにあたっては、異なる地震の異なるサイトの観測記録を包絡することにより、現在利用できる強震記録の上限値として、地震動レベルを設定した。このことにより、「平均的特性」に比べて、大きめなレベル設定となっている。

参図 1.13-3 に示した太実線は、最大加速度値：450 cm/s<sup>2</sup>、加速度応答値：1200 cm/s<sup>2</sup>、速度応答値：100 cm/s、変位応答：20cm のレベルである。このレベルにより全てのスペクトルがほぼ包絡され、震源近傍の観測スペクトルの上限にほぼ相当している。したがって参図 1.13-3 の太実線が、地震動レベルの目安になる。

また、参図 1.13-3 に示した観測スペクトルは、震源近傍に位置する 11 地点の硬質岩盤上で得られた記録である。e. で示したように、5 地点の地盤データは明らかになっており、岩盤表面の  $V_s$  は 500~781 m/s である。残り 6 地点は地質分類により Pre-Quaternary に属することが判明しているが、岩盤表面の  $V_s$  は不明である。岩盤表面の  $V_s$  が既知の 5 地点 14 成分の観測スペクトルを参図 1.13-4(a) に、岩盤表面の  $V_s$  が不明な 6 地点 12 成分の観測スペクトルを参図 1.13-4(b) に示す。両図の比較より、全周期帯においてスペクトル振幅の大きさに有意な違いは見られない。したがって、地盤データのない観測点の地盤特性は、 $V_s$  が既知の地点の地盤特性と大きく変わらないと推定される。以上の結果より、レベル設定に用いた強震記録は S 波速度が 500~781 m/s 相当の地盤での記録と見なすことができる。

#### g. 地震動レベルに関する考察

1984 年長野県西部地震( $M$ 6.8) は、c. において、震源を事前に特定できないと判断した地震の中で、最も規模の大きな地震であるが、震源近傍でかつ良好な地盤の観測点という条件を満たす記録が無く、f. においてレベルの設定に用いたデータには含まれていない。

この地震に関しては、本震の震源域で得られた強震動記録は存在しないが、震源から 24 km ほど離れた高根第一ダム(TKN)及び 38 km ほど離れた奈川渡ダム(NGD)において加速度記録が得られている。そこで、両地点の観測記録から震源近傍の地震動レベルの目安を推定し、f. で設定した地震動レベルと比較した。断層面と観測点位置を参図 1.13-5 に示す。加藤、他 (2004) (参 1.13-1) によれば、地震計はダム堤体から離れた岩盤の横抗内に設置されており、観測点位置における詳細な速度構造は不明であるが、観測点近傍での地盤調査によると、TKN は  $V_s=1.5$  km/s 程度、NGD は  $V_s=1.0\sim 2.0$  km/s の範囲にあると見られる。

震源近傍の地震動は NGD 及び TKN の観測スペクトルを距離補正することにより推定した。距離補正は、データベースに震源近傍の記録が含まれている Abrahamson and Silva (1997) (参 1.13-10) による加速度応答スペクトルの距離減衰式を用いた。横ずれ断層に対する岩盤サイトの評価式は以下のとおりである。

$$\ln Sa(M_w, X_{sh}) = a_1 + a_2(M_w - c_1) + a_{12}(8.5 - M_w)^n + [a_3 + a_{13}(M_w - c_1)] \ln R$$

$$R = \sqrt{X_{sh}^2 + c_4^2} \dots \dots \dots \text{(参 1.13-1)}$$

ここで、 $Sa$  は加速度応答スペクトル(単位 : g)を表し、 $X_{sh}$  (原論文では  $r_{rup}$  と表記)は断層最短距離を表す。 $a_1 \sim a_{13}$ ,  $c_1$ ,  $c_4$ ,  $n$  などの係数は周期ごと(0.01~5.0 秒)に定められている(参 1.13-10)。岩盤サイトは、 $V_s > 600$  m/s の rock 又は rock の上に 5 m 以下の薄い層を有する、という定義である(参 1.13-10)。

NGD 及び TKN の  $X_{sh}$  は、Yoshida et al (1990) (参 1.13-11)による断層面から求める。断層面の諸元を参表 1.13-5 に、断層面の地表投影面を参図 1.13-5 に示してある。この断層面に対する NGD の  $X_{sh}$  は 33.6 km, TKN の  $X_{sh}$  は 22.7 km となり、 $M_0$  から  $M_w$  を評価すると  $M_w = 6.2$  と求められる。両地点で観測された加速度応答スペクトルを、Abrahamson et al. (1997) (参 1.13-10)による距離減衰式を用いて推定したスペクトル振幅と比較して参図 1.13-6 の(a)及び(b)に示す。原論文に従い、応答スペクトルは水平 2 成分の幾何平均を用いている。距離減衰式によるスペクトル振幅は観測スペクトルよりやや大きい、観測スペクトルの形状はほぼ表現されている。

両地点で観測された加速度応答スペクトルを、Abrahamson and Silva (1997) (参 1.13-10)による距離減衰式を用いて震源直上相当の  $X_{sh} = 0.3$  km に補正した。すなわち、式(参 1.13-1)を基にして以下の式(参 1.13-2)から距離補正係数を計算し、TKN と NGD における観測記録の応答スペクトルに距離補正係数を乗じることによって断層直上相当のスペクトルレベルを推定した。

$$\text{距離補正係数} = \frac{Sa(6.2, 0.3)}{Sa(6.2, X_{sh})} \dots\dots\dots \text{(参 1.13-2)}$$

その際、TKN と NGD の  $X_{sh}$  は、各々 22.7 km, 33.6 km を用いており、式(参 1.13-2)を用いて評価した距離補正係数を、両地点について参図 1.13-7 に示す。上記の距離補正係数を用い、TKN と NGD の観測記録の応答スペクトルから、震源直上相当のスペクトルレベルを推定した結果を参図 1.13-8 に示す。実線は TKN の記録に基づく結果を、破線は NGD の記録に基づく結果を表す。図中の直線(実線)は f. において震源近傍の観測記録から設定したレベルを示し、距離補正した応答スペクトルのレベルと比較して、周期約 1 秒より長周期側を除いてほぼ同じレベルを示している。したがって、周期 1 秒以下の帯域においては、観測記録より設定した地震動レベルは長野県西部地震に相当する規模の地震による地震動を概ね包絡しているといえる。

h. 長周期側の地震動レベルの修正

g. で検討した参図 1.13-8 の結果では、1984 年長野県西部地震( $M_0 6.8$ )の観測記録を震源域に距離補正した応答スペクトルは、震源近傍の強震観測記録より定めた長周期側で変位 20 cm となるレベルを超えている。これは、レベルの設定に用いた観測記録の最大規模は  $M_0 6.6$  相当である一方で、長野県西部地震の規模は  $M_0 6.8$  であり、レベルの設定に用いた震源近傍の観測記録の地震よりも規模が大きいことが理由と考えられる。したがって、長野県西部地震に相当する規模の地震までを考えると、周期 1 秒以上の周期帯域のレベルは過小であると判断できる。



以上のことから、震源を事前に特定できない地震の  $V_s=500\sim 781$  m/s 相当の地盤における水平地震動のレベルとして、周期 1 秒以下は強震観測記録の上限レベルを、周期 1 秒以上は g. での検討結果を参照に、参図 1.13-8 の破線で示すように周期 1 秒より長周期側の速度応答スペクトルのレベルを 100 cm/s 一定とする。

i. 解放基盤表面の S 波ないし P 波速度に応じた地震動レベルの設定

地震動を評価するにあたっては、地震基盤における地震動を考えることにより、評価地点の地盤特性を個別に考慮することが可能である。

h. ままでに検討した地震動レベルは、「表層地盤の影響を受けていない良好な地盤」において観測された強震記録から得られたもので、S 波速度が 500～781 m/s 相当の地盤におけるレベルといえる。

ここでは、本文「1.2.3.2 経験的な方法」の式 (1.2.3.2-2) から式 (1.2.3.2-3) に示す水平地震動の地盤増幅率を用いて、h. で修正した S 波速度が 500～781 m/s 相当の地盤における地震動レベルを地震基盤相当のレベルで評価する。すなわち、本文「1.2.3.2 経験的な方法」に示す手法は、地震基盤におけるスペクトルに対し、地震動を定義する地盤における S 波ないし P 波速度に応じて、式 (1.2.3.2-2) から式 (1.2.3.2-4) に示す地盤増幅係数を乗ずることによって水平及び鉛直地震動スペクトルを評価している。したがって、h. で検討した地震動は、S 波速度が  $V_s=700$  m/s 相当の地盤におけるレベルと考えることにより、式 (1.2.3.2-2) から求められる  $V_s=700$  m/s 相当の地盤増幅率を除いた値を、水平地震動の地震基盤相当のレベルとする。

この手法で評価した解放基盤表面の S 波ないし P 波速度に応じた水平地震動及び鉛直地震動の地震動レベルを参図 1.13-9 に示す。

(2) 原子力規制委員会「震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム」 (参 1.13-12)、  
(参 1.13-13)

a. 概要

原子力規制委員会「震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム」では、全国共通に適用できる地震動の策定方法を明示することを目的に、過去の内陸地殻内地震の多数の地震動観測記録の収集・分析を行い、これらの地震動記録について統計的な手法を用いた処理を行うことで、震源近傍での地震基盤相当面における標準応答スペクトルを策定した(参 1.13-12)、(参 1.13-13)。

この標準応答スペクトルは、地震基盤相当面 ( $V_s=2200\text{m/s}$  以上) の応答スペクトルであるため、解放基盤表面までの地震波の伝播特性を必要に応じて応答スペクトルの設定に反映するとともに、設定された応答スペクトルに対して時刻歴波形を作成する際には、地震動の継続時間及び振幅包絡線の経時的变化等の地震動特性を適切に考慮する必要がある。

全国共通に考慮すべき震源を特定せず策定する地震動の策定フローを参図 1.13-10 に示す。

b. 対象地震の観測記録の収集・整理

全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」の対象となる「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」( $M_w6.5$  程度未満)は、断層破壊領域が地震発生層の内部に留まり、国内においてどこでも発生すると考えられる震源の位置も規模も推定できない内陸地殻内の地震であり、震源近傍において強震動が観測された地震である。そのことを踏まえ、国立研究開発法人防災科学技術研究所の KiK-net 観測点が整備された 2000 年以降に起きた  $M_w5.0\sim6.6$  の内陸地殻内地震を対象に、硬質地盤 ( $V_s=700\text{m/s}$  程度以上) に設置された地中地震計における震央距離 30km 以内の観測記録を網羅的に収集し整理した。

c. はぎとり解析及び応答スペクトルの補正

収集・整理した 89 地震の地中観測記録 (水平動 614 記録, 上下動 304 記録) について、地中地震計よりも上の地盤の影響を除去するための「はぎとり解析」を実施し、硬質地盤の解放面における地震動を算出した。さらに、それらを震源近傍 (半径 10km 程度以内の領域) での地震基盤相当面 ( $V_s=2200\text{m/s}$  以上) における地震動として扱うために、地震動の応答スペクトルに「震源距離補正」及び「地盤物性補正」を施した。

d. 統計処理に用いるデータセットの確認

統計処理に用いる補正後の応答スペクトルについて、断層のタイプ (横ずれ断層, 逆断層, 正断層), 地中地震計位置の地盤の  $V_s$ , 統計処理に用いる地震の数等の地震特性, 観測条件に係る情報を整理 (ラベル付け) してグループ分けを行った。データセット (データ数) に極端又は非現実的な偏り等が生じていないことを確認し、全国共通に考慮する地震動であることから、統計処理においてはグループ毎ではなくすべての地震動記録を 1 つのデータセットとして扱うこととした。

e. 標準応答スペクトルの設定及び妥当性確認

標準応答スペクトルは、主に以下の方針で、地震規模  $M_w5.0\sim6.5$  程度の地震動記録を対象として、対数正規分布を仮定した統計処理により算出した複数条件での応答スペクトルを参考に設定した（参図 1.13-11, 1.13-12 参照）。

標準応答スペクトルのレベルが、地震動の年超過確率の  $10^{-4}$  と  $10^{-5}$  の間程度に対応していること、かつ、他の手法（特に距離減衰式）により求めた対象地震規模の上限に近い  $M_w6.5$  相当の地震の震源近傍における地震動の平均に対して保守性を考慮したレベルであり、さらには「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の評価との連続性があることを確認することにより、妥当性を判断した。

参表 1.13-1 震源近傍の硬質地盤上の記録：地表地震断層が出現した地震  
 [武村，他（1999）（参 1.13-2）に加筆]

Earthquake Name	Mj *1 (Mw)	Mech. *2	Site Name (Station Code)	Soil Data	Xsh *3 [km]	Geology
1940 Imperial Valley	(7.0)	S	—	—	—	—
1952 Kern County	(7.5)	D	—	—	—	—
1966 Parkfield	(6.2)	S	Cholame Shandon T emblor (TBL)	No	13	Thin Sand and Silt / Siltstone
1971 San Fernand	(6.6)	D	Griffith Park Observatory (GPO)	Yes	15	Granidiorite (0-5m weathered)
			Pacoima Dam-Upper Left Abutment (PD) *4	Yes	4	Highly Jointed Diorite Gneiss
1974伊豆半島沖	6.9	S	—	—	—	—
1978伊豆大島近海	7.0	S	—	—	—	—
1979 Imperial Valley	(6.5)	S	—	—	—	—
1987 Superstition Hills	(6.6)	S	Superstition Mt. (SM) *5	Yes	5	Granite
1992 Landers	(7.3)	S	—	—	—	—
1995兵庫県南部	7.3	S	神戸大学 (KBU)	No	1.2	Granite
1999 Hector Mine	(7.1)	S	Hector (HEC)	No	9	unknown
2000 鳥取県西部	7.3	S	賀祥ダム (KSD)	No	0.2	Granite

\*1 ( )内はモーメントマグニチュードの値

\*2 メカニズムの表記: SはStrike-slip、DはDip-slip

\*3 断層面への最短距離

\*4 1994年Northridge地震の際に得られたダムのAbutmentとDownstreamの同時記録があり、スペクトル比を用いてDownstream相当の記録に補正

\*5 本震の記録は山頂にあり、麓と山上の余震に対する観測記録のスペクトル比を用いて、麓相当の記録に補正  
 注) “—”は震源近傍の硬質岩盤上の記録が存在しないことを表す

参表 1.13-2 震源近傍の硬質地盤上の記録：地表地震断層が現れなかった地震  
[武村, 他 (1999) (参 1.13-2)に加筆]

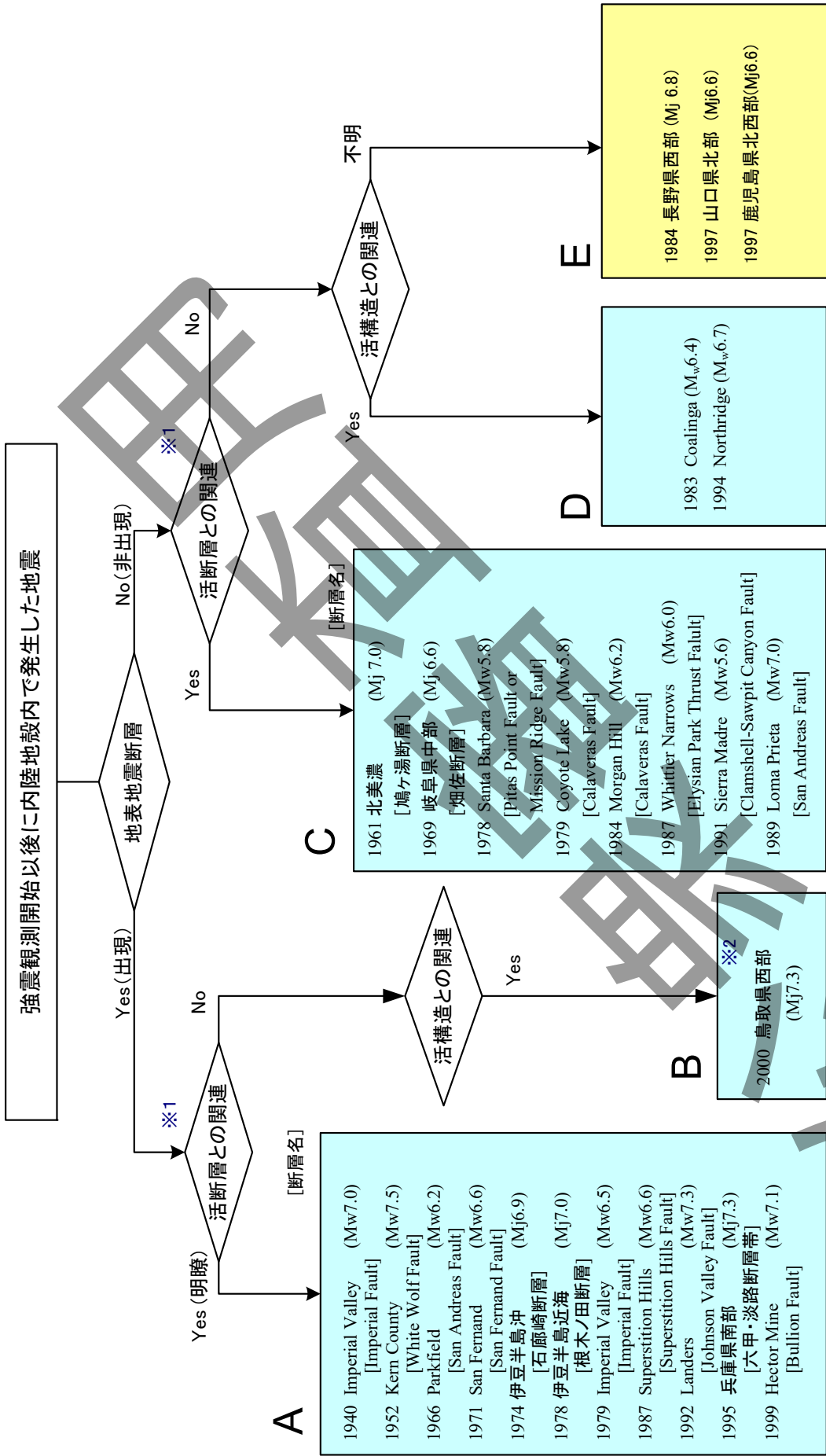
Earthquake Name	Mj <sup>*1</sup> (Mw)	Mech. <sup>*2</sup>	Site Name (Station Code)	Soil Data	Xsh <sup>*3</sup> [km]	Geology
1961 北美濃	7.0	D	—	—	—	—
1969 岐阜県中部	6.6	S	—	—	—	—
1978 Santa Barbara	(5.8)	D	Santa Barbara Court House (SBC)	Yes	11	Dense Sand
			UCSB Goleta Free Field (UCSB)	No	13	Shallow Alluv. over Rock(Shale)
1979 Coyote Lake	(5.8)	S	Girloy #1(G1)	Yes	13	Sandstone
			Girloy #6 (G6)	Yes	5	Sandstone
1983 Coalinga	(6.4)	D	—	—	—	—
1984 Morgan Hill	(6.2)	S	Anderson Dam Downstream (ADD)	Yes	3	Gravelly Sandy Loam (Vs 400-500 m/s)
			Girloy #1(G1)	Yes	12	Sandstone
			Girloy #6 (G6)	Yes	6	Sandstone
1984 長野県西部	6.8	S	—	—	—	—
1987 Whittier Narrows	(6.0)	D	Caltech Athenaeum (CA)	Yes	17	Sand / Gravelly Sand
			Los Angeles,4407 Jasper St. (JASP)	No	15	Pliocene sedimentary Rock
1989 Loma Prieta	(7.0)	O	Corralitos (COR)	Yes	2	Landslide deposit / Sandstone
			Coyote Lake Dam SW Downstream (CLD)	Yes	20	Clay / Mudstone
			Girloy #1(G1)	Yes	9	Sandstone
			Girloy #6 (G6)	Yes	18	Sandstone
			Lexington Dam Left Abutment (LXD)	Yes	5	Slate and Sandstone
			Santa Cruz Lick Observatory (SCO)	Yes	18	Thin Soil / Limestone
1991 Sierra Madre	(5.6)	D	Cogswell Dam Right Abutment (CDRA)	No	10	Weathered Granitic Rock
			Mt. Wilson-Caltec Seismic Station (CSS)	No	10	Quartz Diorite
1994 Northridge	(6.7)	D	Pacoima Dam-Downstream (PDD)	Yes	7	Highly Jointed Diorite Gneiss
			Pacoima-Kagel Canyon (PKC)	Yes	8	Sandstone
			Sepulveda Canyon Spilway Building (SCSB)	No	20	Hard Rock
			Sylmar Converter Station,East (SCSE)	Yes	5	Silty Clay(10m)/ Rock
			USC Station No.13 (UC13)	No	17	Upper Miocene Marine
			USC Station No.14 (UC14)	No	18	Middle Miocene Marine
			USC Station No.15 (UC15)	No	20	Upper Jurassic Marine
			USC Station No.56 (UC56)	No	5	Upper Pliocene Nonmarine Deposits
USC Station No.61 (UC61)	No	19	Mesozoic Granitic Rocks			
1997 鹿児島県北西部	6.6	S	鶴田ダム (TRD)	No	9	Sandstone
1997 山口県北部	6.6	S	—	—	—	—

\*1 ( )内はモーメントマグニチュードの値

\*2 メカニズムの表記: SはStrike-slip、DはDip-slip、OはOblique-slip

\*3 断層面への最短距離

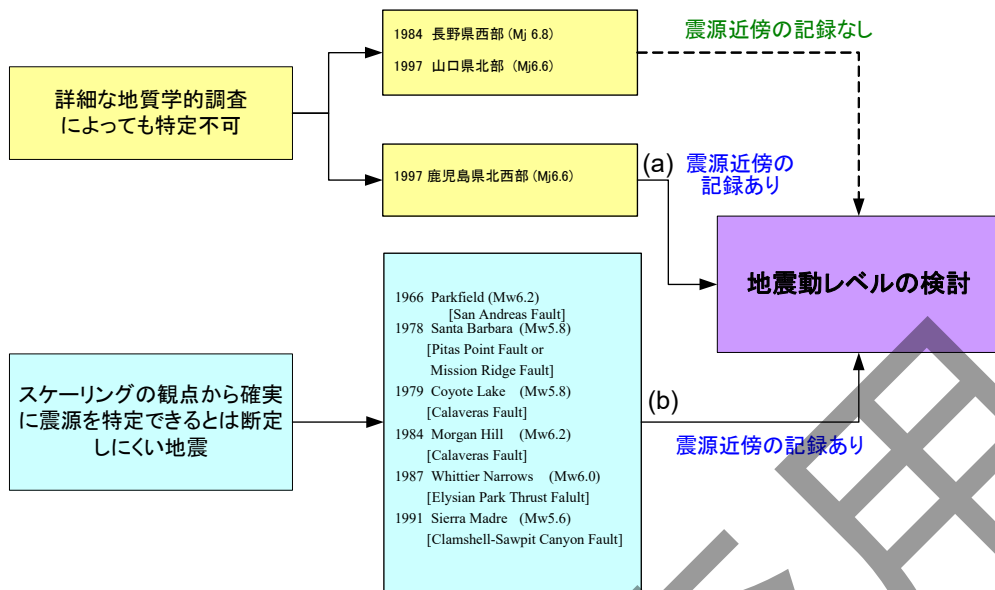
注) “—”は震源近傍の硬質岩盤上の記録が存在しないことを表す



※1：地震規模に見合う規模の既存活断層が示されているか否か

※2：空中写真判読によりリニアメントは判読可能

参図 1.13-1 強震観測以後に発生した内陸地殻内地震の分類



参図 1.13-2 地震動レベルの検討に用いる地震

参表 1.13-3 地震動レベルの検討に用いた震源近傍の強震記録の諸元

Earthquake Name	Mj <sup>*1</sup> (Mw)	Mech. <sup>*2</sup>	Station Code	Soil Data	Xsh <sup>*3</sup> [km]	Geology	PGA (FP, FN, UD) <sup>*4</sup> [cm/s/s]
1966 Parkfield	(6.2)	S	TBL	No	13	Thin Sand and Silt / Siltstone	244, 377, 154
1978 Santa Barbara	(5.8)	D	UCSB	No	13	Shallow Alluv. over Rock(Shale)	29, 30, 14
			SBC	Yes	11	Dense Sand	186, 230, 77
1979 Coyote Lake	(5.8)	S	G1	Yes	13	Sandstone	119, 100, 63
			G6	Yes	5	Sandstone	301, 446, 149
1984 Morgan Hill	(6.2)	S	G1	Yes	12	Sandstone	94, 65, 91
			G6	Yes	6	Sandstone	321, 239, 413
			ADD	Yes	3	Gravelly Sandy Loam (Vs 400-500 m/s)	269, 446, 181
1987 Whittier Narrows	(6.0)	D	CA	Yes	17	Sand / Gravelly Sand	110, 177, 139
			JASP	No	15	Pliocene sedimentary Rock	326, 194, 109
1991 Sierra Madre	(5.6)	D	CDRA	No	10	Weathered Granitic Rock	322, 298, 314
			CSS	No	10	Quartz Diorite	240, 265, 240
1997 鹿児島県北西部	6.6	S	TRD	No	9	Sandstone	149, 139, 71

\*1) 括弧( )内はモーメントマグニチュードの値、\*2) メカニズムの表記: SはStrike-slip、DはDip-slip

\*3) 断層面への最短距離

\*4) FP:断層走向平行方向, FN:断層走向直角方向, UD:上下方向

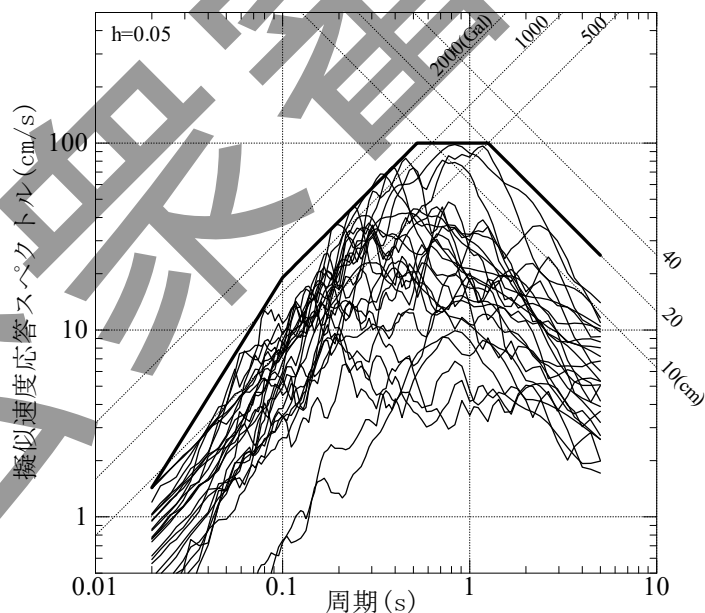
参表 1.13-4 表層地盤の層厚，岩盤表面の S 波速度及び卓越周期(参 1.13-9)

サイト名 (Station Code)	表層層厚 (m)* <sup>1</sup>	岩盤表面 S 波速度 (m/s)* <sup>2</sup>	表層周期 (s)* <sup>1</sup>
ADD* <sup>3</sup>	2.5	543	0.33
CA	8.0	500	0.11
CDRA	—	—	—
CSS	—	—	—
G1	0.0	781	—
G6	2.5	625	0.03
JASP	—	—	—
SBC	5.0	630	0.08
Tsuruda Dam	—	—	—
UCSB	—	—	—
Average	—	616	—

\* 1 表層とは， $V_s \leq 500$  m/s の層を示す。

\* 2 岩盤表面とは，表層のすぐ下の層を示す。

\* 3  $V_s=543$  m/s の下に  $V_s=386$  m/s がある。

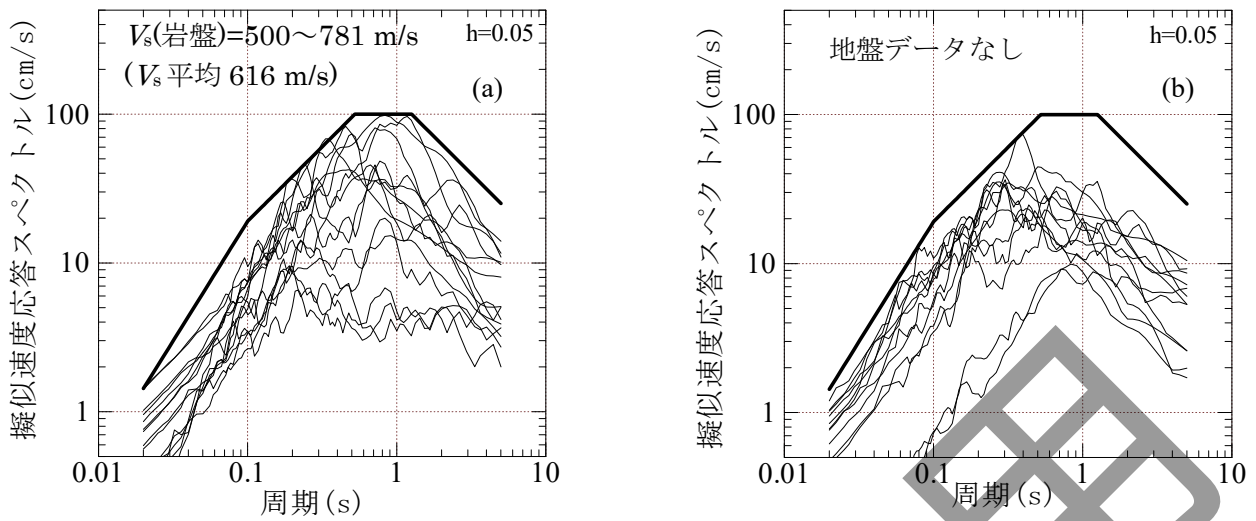


参图 1.13-3 7 地震 11 地点の地震動記録の重ね書き (水平地震動)

太実線：設定した地震動レベル ( $V_s=700$  m/s 相当)

実線：参图 1.13-2 (a)及び(b)の地震

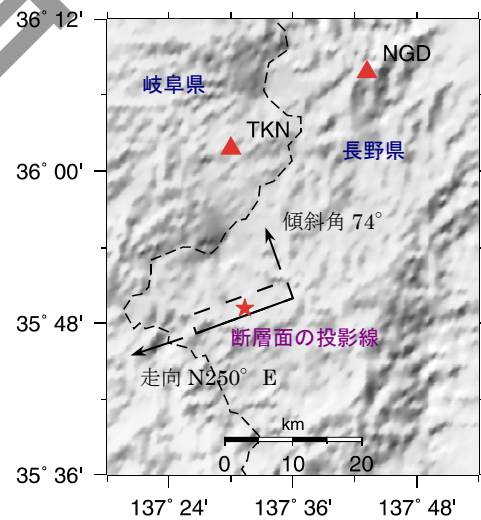




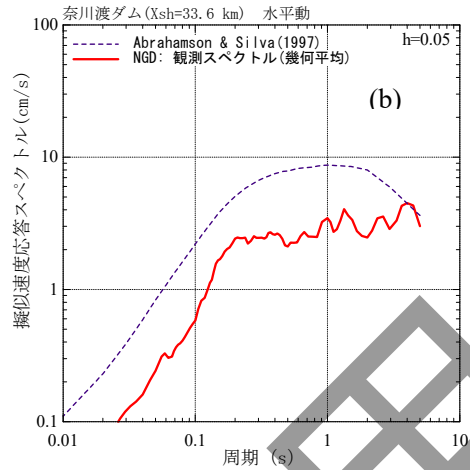
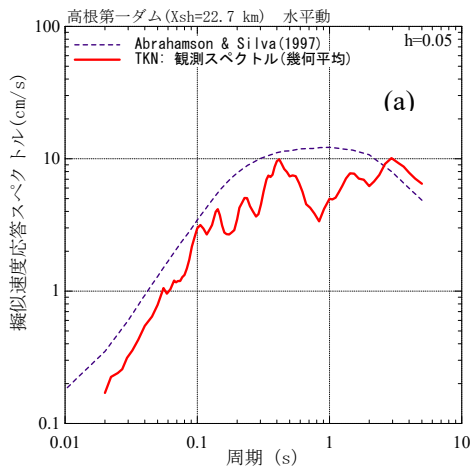
参図 1.13-4 観測点の岩盤における S 波速度( $V_s$ )によって分類した応答スペクトル重ね書き  
 (a) 岩盤表面の速度構造が既知の地点  $V_s=500\sim 781$  m/s  
 (b) 地盤データのない観測点  
 図中の太実線は参図 1.13-3 の設定レベルを示す。

参表 1.13-5 1984 年長野県西部地震の断層面の諸元(参 1.13-11)

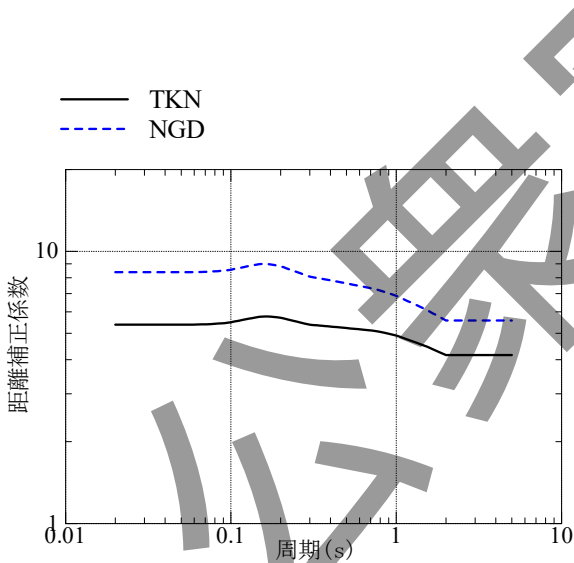
Strike [° ]	N250E
Dip [° ]	74
Length	15 km
Width	10 km
Depth (upper margin)	0.3 km
Seismic Moment [Nm]	$2.7 \times 10^{18}$



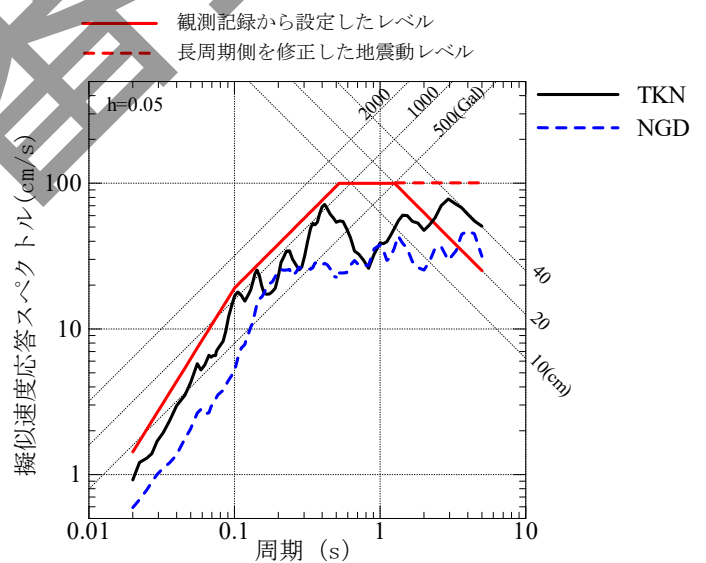
参図 1.13-5 1984 年長野県西部地震の断層面(参 1.13-11)と観測点位置



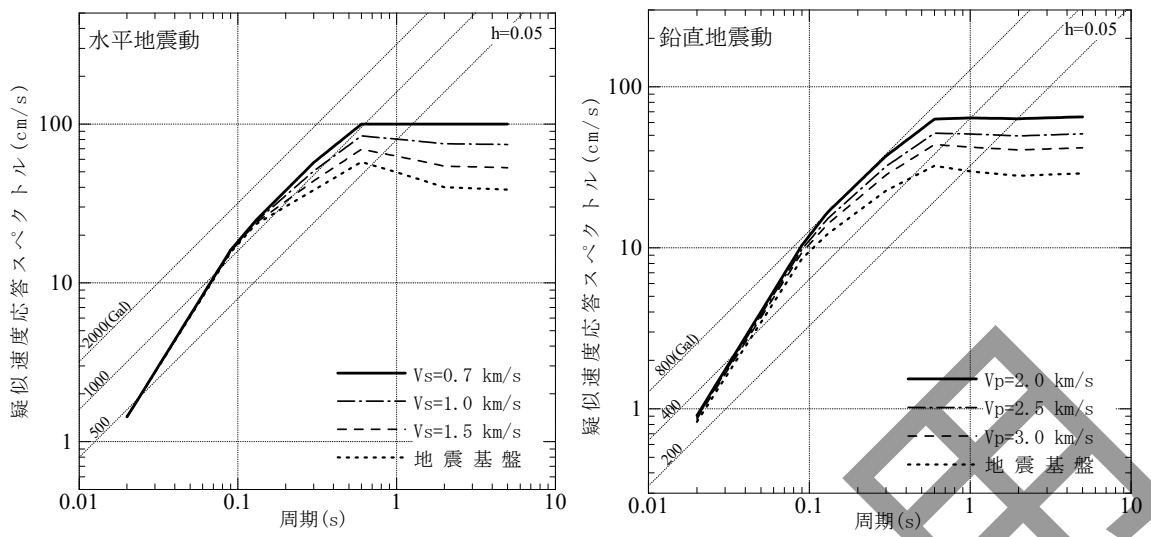
参図 1.13-6 1984年長野県西部地震の近地ダムサイトにおける観測スペクトルと距離減衰式(参 1.13-10)からの推定値との比較



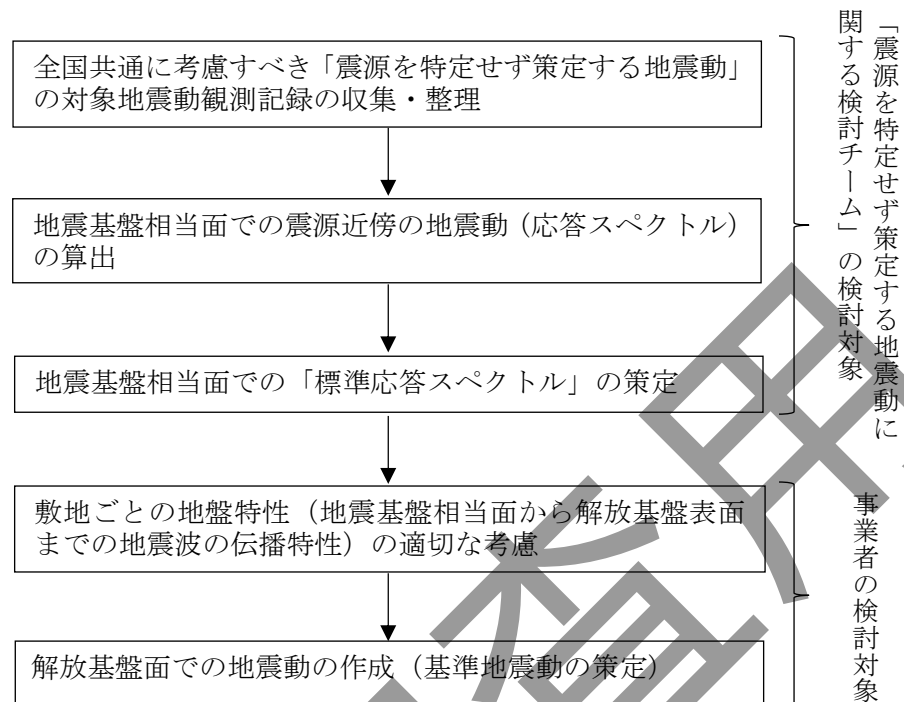
参図 1.13-7 距離減衰式(参 1.13-10)の距離減衰式を用いた近地のダムサイトに対する断層直上相当の距離補正係数



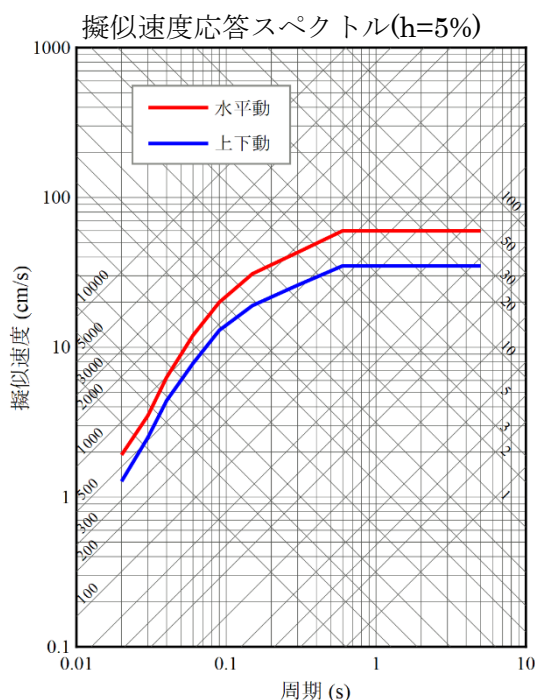
参図 1.13-8 1984年長野県西部地震の震源域における地震動推定レベル



参図 1.13-9 震源を特定せず策定する地震動として用いる地震動の応答スペクトル (左：水平地震動 右：鉛直地震動)



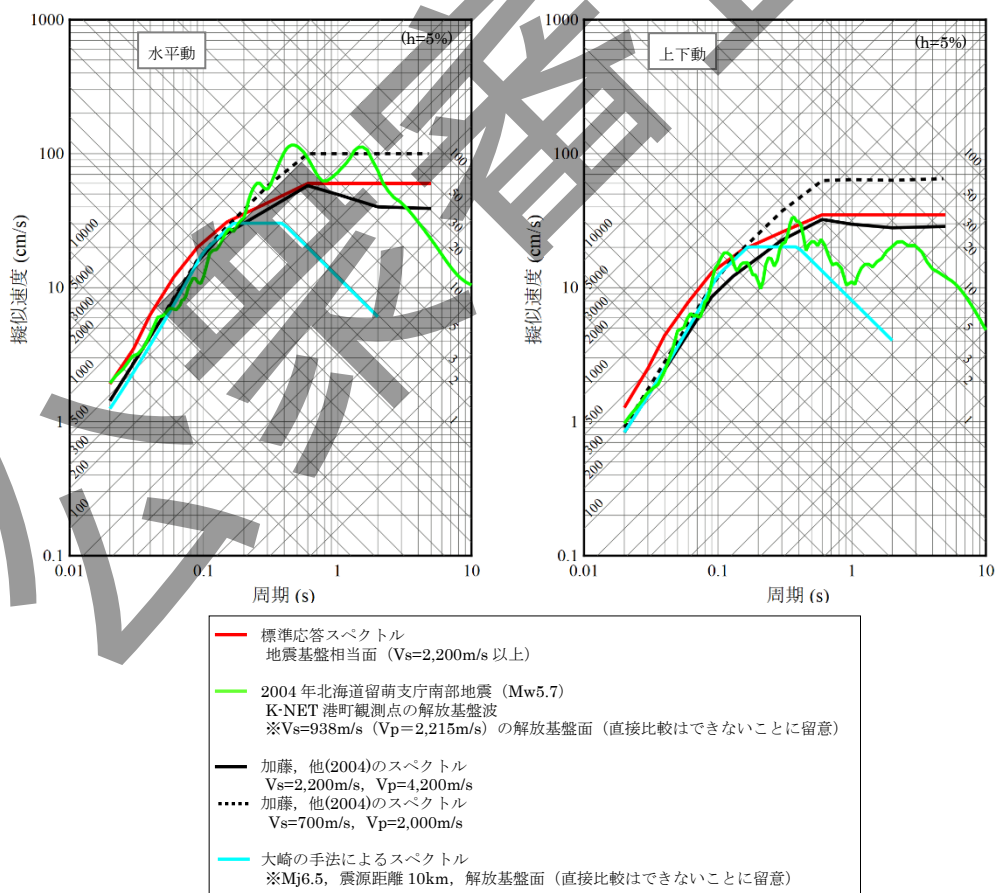
参図 1.13-10 震源を特定せず策定する地震動（全国共通）の策定フロー



コントロールポイント

周期 (s)	水平動	上下動
	擬似速度 (cm/s)	擬似速度 (cm/s)
0.02	1.910	1.273
0.03	3.500	2.500
0.04	6.300	4.400
0.06	12.000	7.800
0.09	20.000	13.000
0.15	31.000	19.000
0.30	43.000	26.000
0.60	60.000	35.000
5.00	60.000	35.000

参図 1.13-11 地震基盤相当面 ( $V_s=2200\text{m/s}$  以上) における標準応答スペクトルのコントロールポイント



参図 1.13-12 標準応答スペクトルと既往知見との比較

## 【参考文献】

- (参 1.13-1) 加藤研一, 宮腰勝義, 武村雅之, 井上大榮, 上田圭一, 壇一男: 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル —地質学的調査による地震の分類と強震動観測記録に基づく上限レベルの検討—, 日本地震工学会論文集 第4巻, 第4号, 2004, pp.46-86.
- (参 1.13-2) 武村雅之, 大野晋, 高橋克也: 強震記録から見た震源近傍での硬質地盤上における地震動—レベル2地震動の共通基準—, 第25回地震工学研究発表会講演論文集, 第1分冊, 1999, pp. 61-64.
- (参 1.13-3) 武村雅之: 日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, 地震, 第2輯, 第51巻, 1998, pp.211-228.
- (参 1.13-4) Fukushima, Y., T. Tanaka: A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1990, pp.757-783.
- (参 1.13-5) Ohno, S. et al.: Intensity of strong ground motion on pre-quaternary stratum and surface soil amplifications during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan, *J. Phys. Earth*, 44, 1996, pp.623-648.
- (参 1.13-6) 井上大榮, 宮腰勝義, 上田圭一, 宮脇明子, 松浦一樹: 2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震, 第2輯, 第54巻, 2002, pp.557-573.
- (参 1.13-7) Shimazaki, K.: Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Earthquake Source Mechanics, AGU Geophysical Monograph* 37, 1986, pp.209-216.
- (参 1.13-8) 香川敬生, 宮腰研, 入倉孝次郎: 伏在断層による地震動と断層破壊の特徴, 第1回日本地震工学会大会, 2001, p.27.
- (参 1.13-9) Fumal, F. E. et al.: Near-surface geology and seismic-wave velocities at six strong motion stations near Gilroy, California, *U.S. Geological Survey Bulletin* 1639, 1987, pp.81-88.
- (参 1.13-10) Abrahamson, N., W. Silva: Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, *Seism. Res. Let.*, vol.68, 1, Jan./Feb, 1997, pp.94-127.
- (参 1.13-11) Yoshida, S., K. Koketsu: Simultaneous inversion of waveform and geodetic data for rupture process of the 1984 Naganoken-Seibu, Japan, earthquake, *Geophys. J. Int.*, 103, 1990, pp.355-362.
- (参 1.13-12) 原子力規制委員会 震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム: 全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討 報告書, 2019.

(参 1.13-13) 原子力規制委員会 震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム：全国  
共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討 報告書 参  
考資料 標準応答スペクトルに係る検討について，2019.

## 参考資料 1-14 2004 年留萌支庁南部の地震における K-NET 港町観測点の基盤地震動

2004 年に発生した北海道留萌支庁南部の地震（2004 年留萌地震； $M6.1$ ）では、震源近傍の K-NET 港町地点（HKD020）の地表で、最大加速度  $1127 \text{ cm/s}^2$  が観測された。 $M6$  クラスの内陸地殻内地震によって、 $1G$ （ $G$ : 重力加速度）を超える強震動が生成された要因の一つに、地盤の非線形性に起因する強震時特有のサイト特性による地震動の増幅が考えられた。こうした高加速度記録が観測された要因については、震源特性のほかには本震時のサイト特性の影響が考えられるが、実際に、どの程度寄与したのかといった点については、地表の観測記録しか得られていないこと、また、地盤構造や地盤の非線形性に関する情報が十分ではないことから不明な点が多い。そのため、詳細な地盤調査を実施することによって、その影響を定量的に把握できる可能性が期待できる。

そこで、その影響を見積もるため、K-NET 港町地点（HKD020）において、物理探査と原位置にて採取した地盤試料の室内試験が行われた。これらの情報を用いて、2004 年留萌地震の基盤地震動を推計するとともに本震時のサイト特性を評価した結果を以下に示す。

### (1) HKD020 における基盤層の設定と地震動評価のための地盤モデルの構築

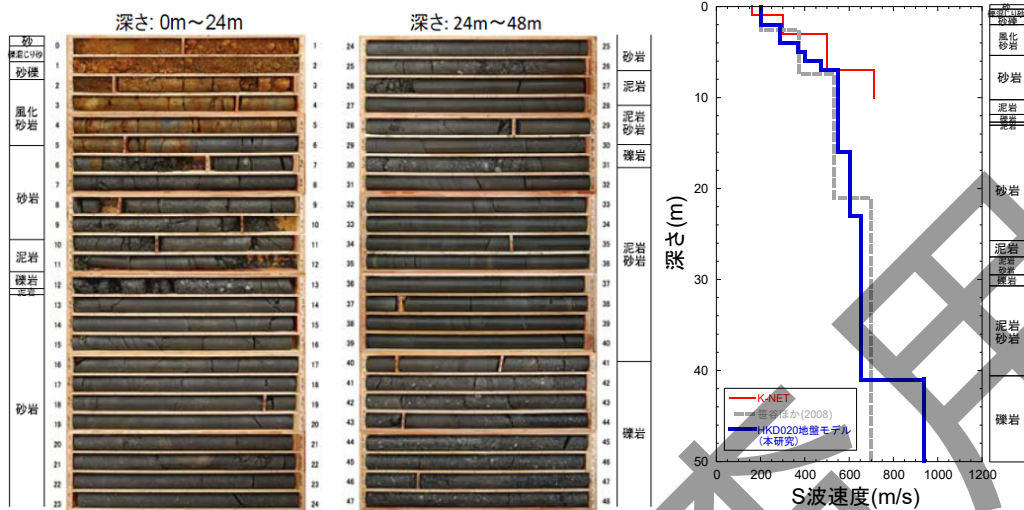
佐藤，他（2013）<sup>(参 1.14-1)</sup>によれば、HKD020 で実施した PS 検層（ダウンホール法及びサスペンション法）から、S 波速度  $700 \text{ m/s}$  以上となる基準地震動を設定する解放基盤相当の明瞭な速度境界（基盤層）の深さが、従来の調査結果よりも深いことが分かった（参図 1.14-1）。また、既往研究による地震学的データ（レイリー波位相速度）を説明できるように PS 検層結果を調整し、地震動評価のための地盤モデルを構築した。この地盤モデルの妥当性については、SH 波の理論伝達特性と微動 H/V スペクトルの卓越周期の整合性からも確認された。

### (2) 2004 年留萌地震による HKD020 での基盤地震動の推計とサイト特性

佐藤，他（2013）<sup>(参 1.14-2)</sup>によれば、表層  $6 \text{ m}$  までの軟弱地盤の部分に非線形性を考慮した等価線形解析を用いて、地表の観測記録から HKD020 における 2004 年留萌地震時の基盤地震動を推計した。その結果、最大加速度は地表記録の約  $1/2$  の  $585 \text{ cm/s}^2$ 、最大速度は地表記録の約  $4/5$  の  $62 \text{ cm/s}$  となった（参図 1.14-2）。これは、本震時のサイト特性が特に地表での高加速度の生成に寄与したことを示唆する。

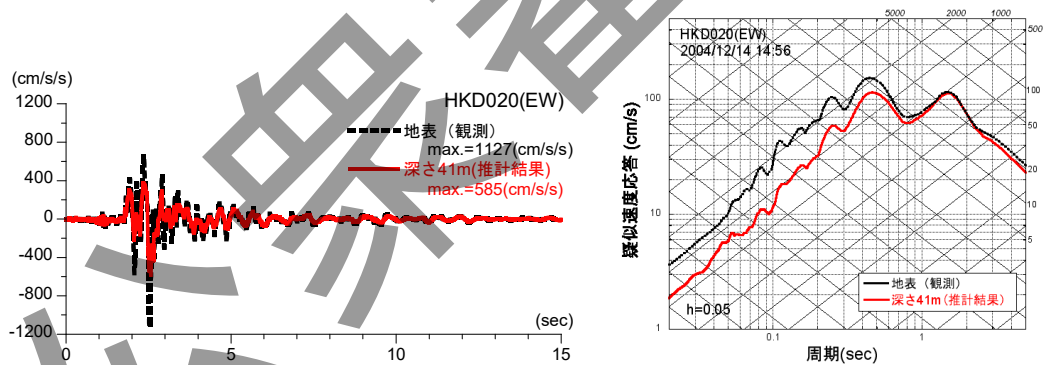
推計した基盤地震動と地表記録のフーリエスペクトルの比較から、周期約  $0.08$  秒から  $0.3$  秒では地表での増幅が大きく、約  $0.08$  秒以下（約  $13 \text{ Hz}$  以上）では増幅が小さいことが分かった（参図 1.14-3）。この結果は、2004 年留萌地震時の S 波部の H/V スペクトルが、弱震時の H/V スペクトルに対して低下する周期と整合し、観測事実とも矛盾しないことを示す（参図 1.14-4）。



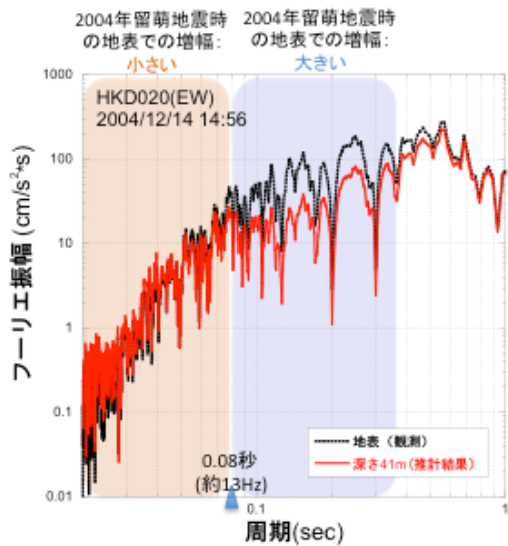


参図 1.14-1 HKD020 のボーリングコア (左) と S 波速度構造 (右)

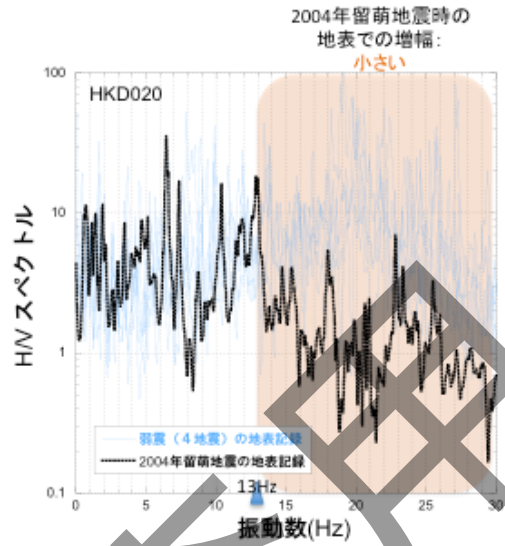
岩盤は K-NET の地盤情報と同様に 5m 以深 (茶褐色から暗灰色の境界以深) でみられたが、速度は  $V_s$ 500m/s 前後であった。また  $V_s$  が 700m/s 以上となる基盤層の深さは従来評価よりも深い 41m (GL-41m) となった。



参図 1.14-2 2004 年留萌地震における HKD020 の地表記録と推計された基盤地震動の比較 (左: 加速度波形, 右: 疑似速度応答スペクトル)



参図 1.14-3 2004 年留萌地震時の地表記録と推計基盤地震動のフーリエスペクトルの比較



参図 1.14-4 HKD020 での弱震と 2004 年留萌地震時の地表記録の S 波部の H/V スペクトルの比較

周期約 0.08 秒から 0.3 秒では地表での増幅が大きく、約 0.08 秒以下(約 13Hz 以上)では地表での増幅が小さい。これは本震時のサイト増幅の特徴と考えられる。

弱震時は 4 つの地震でほぼ同様であるが、2004 年留萌地震では約 13Hz から低減し、本震時のサイト増幅の低下を示唆する。これは本研究で得られたサイト増幅の特徴と調和的である。

#### 【参考文献】

- (参 1.14-1) 佐藤浩章, 芝良昭, 東貞成, 功刀卓, 前田宣浩, 藤原広行: *M6* クラスの内陸地殻内地震による強震記録の要因解明に向けた K-NET(HKD020)港町観測点での物理探査, 物理探査学会第 129 回学術講演会講演論文集, 2013, pp35-38
- (参 1.14-2) 佐藤浩章, 芝良昭, 東貞成, 功刀卓, 前田宣浩, 藤原広行: 物理探査・室内試験に基づく 2004 年留萌支庁南部の地震による K-NET 港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告, N13007, 平成 25 年

公衆衛生局

## 参考資料 1-15 模擬地震波の作成例

模擬地震波の具体的な作成方法を以下に示す。

### (1) 正弦波の重ね合わせによる作成方法

時刻歴加速度波形  $X(t)$  は、下式のように表される。

$$X(t) = E(t) \sum_{i=1}^N A(\omega_i) \times \sin(\omega_i t + \phi_i) \quad \dots\dots\dots \text{(参 1.15-1)}$$

ただし、 $E(t)$  : 振幅包絡線

$N$  :  $A(\omega_i)$  の重ね合せ個数

$\omega_i$  : 角振動数

$A(\omega_i)$  : 各振動数成分の振幅

$\phi_i$  : 位相角

ここで、位相角の取り方により、以下のように分けられる。

- a. 位相角を一様乱数として与え参図 1.15-1 のような振幅包絡線を使用する方法
- b. 位相角を実地震動の位相角を用いて作成する方法
- c. 位相角を位相差分により与える方法 [大崎 (1994) (参 1.15-1) 及び理論地震動研究会 (1994) (参 1.15-2) による]

なお、振幅包絡線については、特定された地震のうち地震動の継続時間が最も長くなるものを選択することができる。

### (2) 模擬地震波の目標とする応答スペクトルへの適合度

作成された模擬地震波の目標とする応答スペクトルへの適合度は、下記により判定する。ただし、応答スペクトルの減衰定数は 5% とする。

$$R(T) = \frac{S_{V1}(T)}{S_{V2}(T)} \geq 0.85 \quad (0.02 \leq T) \quad \dots\dots\dots \text{(参 1.15-2)}$$

ただし、 $T$  : 周期(s)

$S_{V1}(T)$  : 模擬地震波の応答スペクトル値

$S_{V2}(T)$  : 目標とする応答スペクトル値

この判定条件を満足しない場合は、適切な補正を行って、満足するまで繰り返すものとする。

また、応答スペクトル強さの比（SI比）が1.0以上であることを確認する。ただし、応答スペクトルの減衰定数は5%とする。

$$\text{SI比} : \frac{\int_{0.1}^{2.5} S_v(T) dt}{\int_{0.1}^{2.5} \bar{S}_v(T) dt} \dots\dots\dots (\text{参 1.15-3})$$

ただし、S I : 応答スペクトル強さ

$S_v(T)$  : 模擬地震波の応答スペクトル(cm/s)

$\bar{S}_v(T)$  : 目標とする応答スペクトル(cm/s)

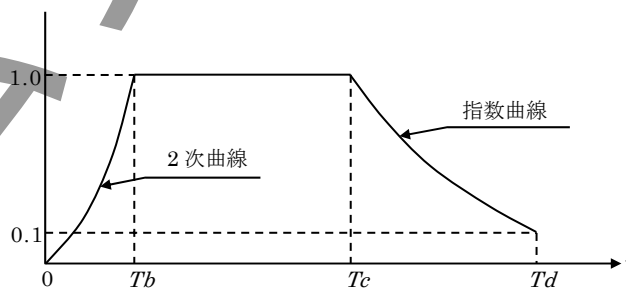
$T$  : 固有周期 (秒)

前記(1)a.の方法のフロー図を参図 1.15-2 に、その作成例を参図 1.15-3 に示す。

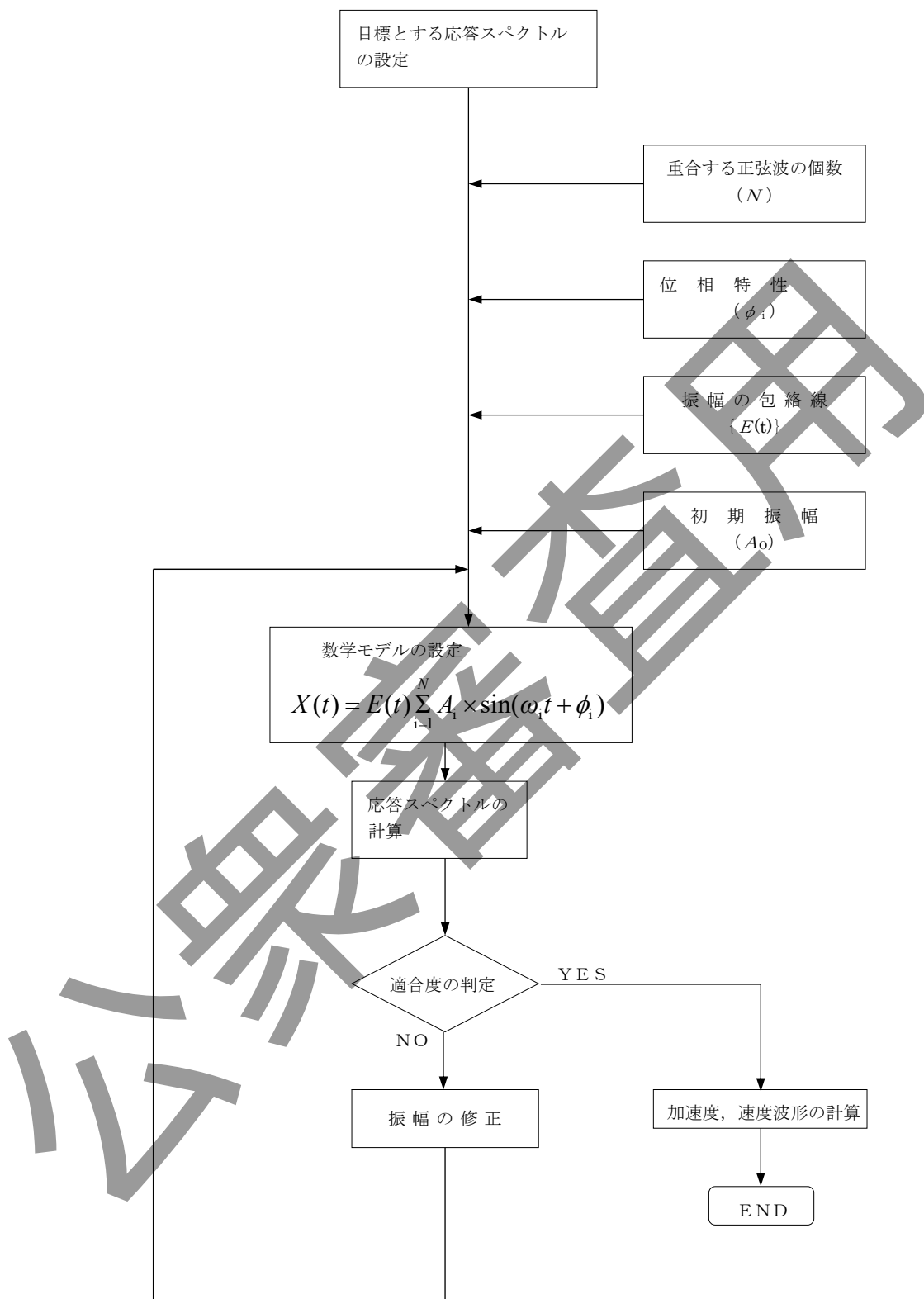
日本原子力学会 (2015) (参 1.15-3)によれば、複数の減衰定数による応答スペクトルを目標として模擬地震波を作成する場合、減衰定数5%以外の目標とする応答スペクトルへの適合度についても、上記の減衰定数5%の適合度を満たすことが望ましい。

(3) 震源を特定せず策定する地震動の模擬地震波

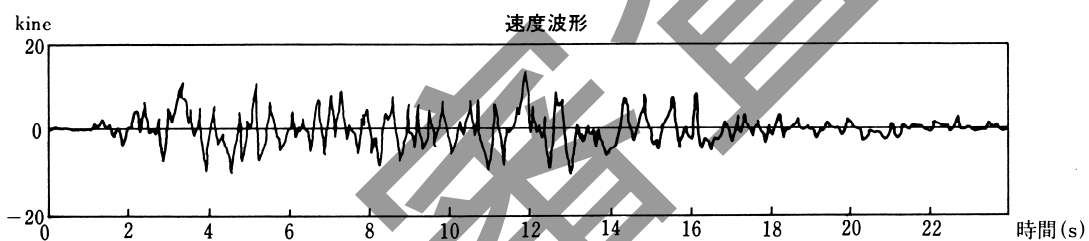
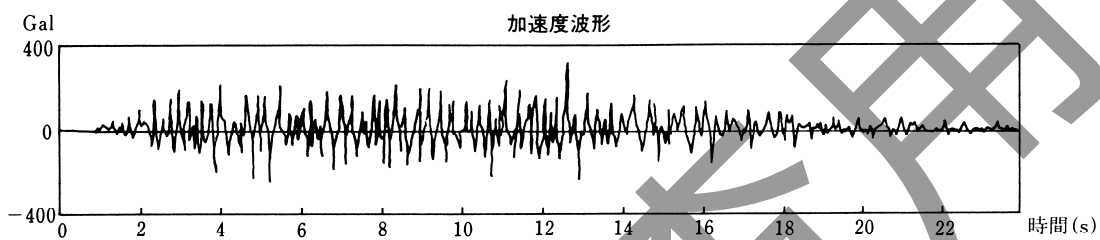
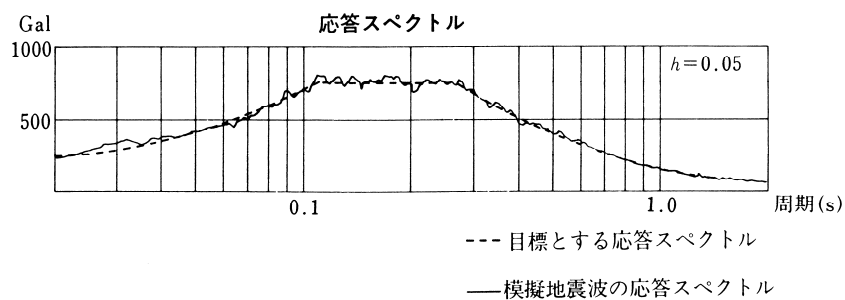
震源を特定せず策定する地震動の模擬地震波を作成する際には、「1.3 震源を特定せず策定する地震動」の応答スペクトルを評価する際に用いた地震観測波形を包絡するよう定めることを原則とする。観測地震波形の重ね書き及び振幅包絡線の例を参図 1.15-4 に示す。



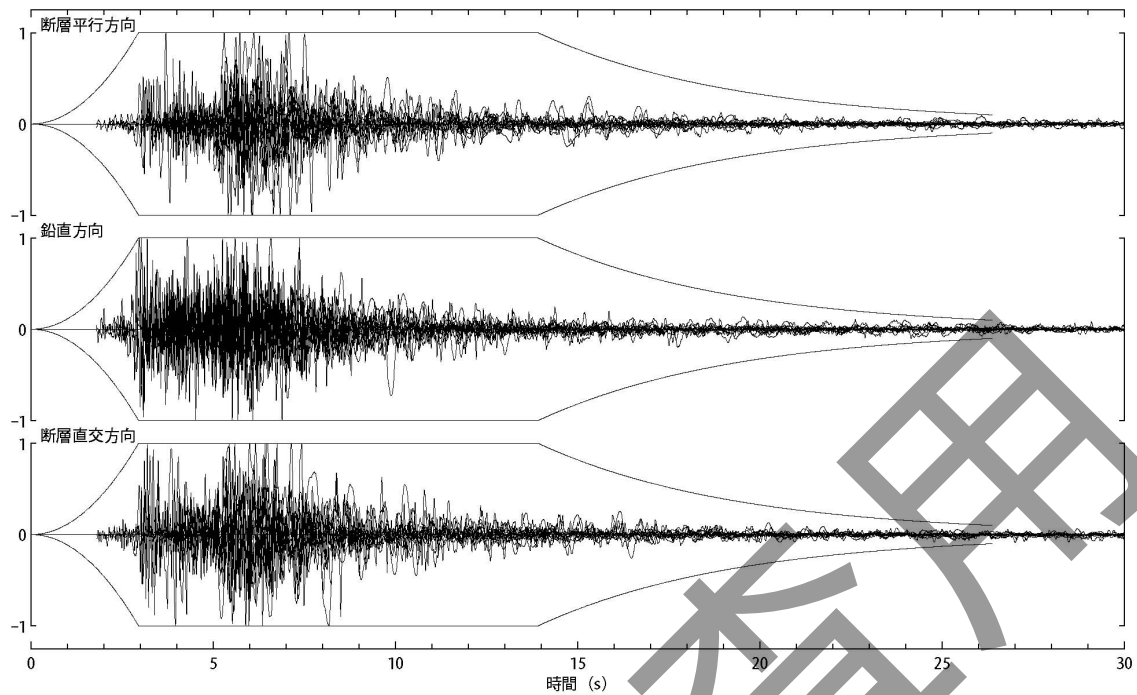
参図 1.15-1 振幅包絡線の経時的変化



参図 1.15-2 模擬地震波作成フロー



参图 1.15-3 模擬地震波作成例



参図 1.15-4 観測地震波形の重ね書き及び振幅包絡線の例

【参考文献】

- (参 1.15-1) 大崎順彦：新・地震動のスペクトル解析入門，鹿島出版会，1994.
- (参 1.15-2) 理論地震動研究会：地震動 —その合成と波形処理—，鹿島出版会，1994.
- (参 1.15-3) 日本原子力学会：原子力発電所に対する地震を起因とした確率論的リスク評価実施基準，2015.



公衆衛生局

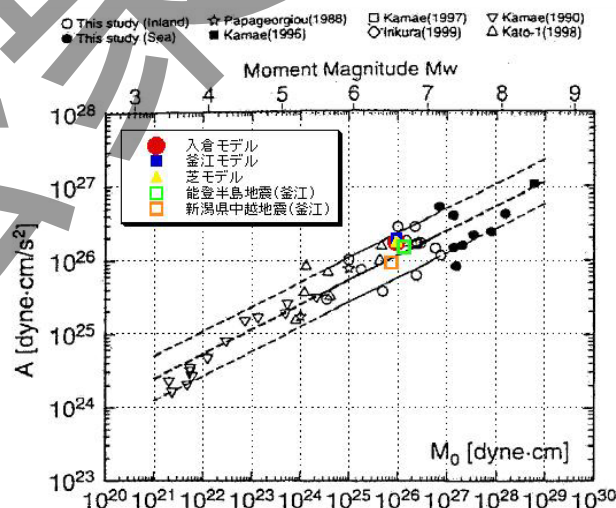
## 参考資料 1-16 2007 年新潟県中越沖地震の震源特性について

東京電力（2008）（参 1.16-1）及び原子力安全・保安院（2008）（参 1.16-2）によれば、東京電力（株）柏崎刈羽原子力発電所では、2007 年新潟県中越沖地震（以下、「新潟県中越沖地震」という。）の観測記録を分析しその検討結果を基準地震動  $S_s$  の策定に反映している。その内震源特性に関して、以下の様な検討を行っている。

新潟県中越沖地震の本震で得られた発電所敷地周辺の広域で得られた観測記録について、「1.2.3.2 経験的な方法」に示す手法により評価したところ、「附属書 1-1 経験的な方法に用いる手法の留意事項」の「(5) 内陸地震に対する補正」を考慮しないケースの方が観測記録と良く対応していることが確認された。

続いて、発電所敷地内及び震源域周辺の強震観測記録に対して震源インバージョン手法を適用し、新潟県中越沖地震の震源過程を推定した。その上で、推定された震源過程に基づき、観測された広帯域地震動を再現するための特性化震源モデルを構築した。その結果、芝（2008）（参 1.16-3）による震源モデルから算定される短周期レベルは、壇，他（2001）（参 1.16-4）に示されるデータのばらつきの範囲内であるものの、平均値に対して 1.5 倍程度であった（参図 1.16-1）。

以上のように、新潟県中越沖地震では震源による影響が確認されたことから、「1.2.3.2 経験的な方法」により内陸地殻内地震の地震動評価を行う際には、「附属書 1-1 経験的な方法に用いる手法の留意事項」の「(5) 内陸地震に対する補正」を考慮しないものとしている。また、「1.2.3.3 断層モデルを用いた方法」により地震動評価を行う際は、平均値に対して 1.5 倍の短周期レベルを地震動評価上の不確かさとして考慮している。



参図 1.16-1 断層モデルに推定される加速度震源スペクトル短周期レベル  
[壇，他（2001）（参 1.16-4）に加筆]

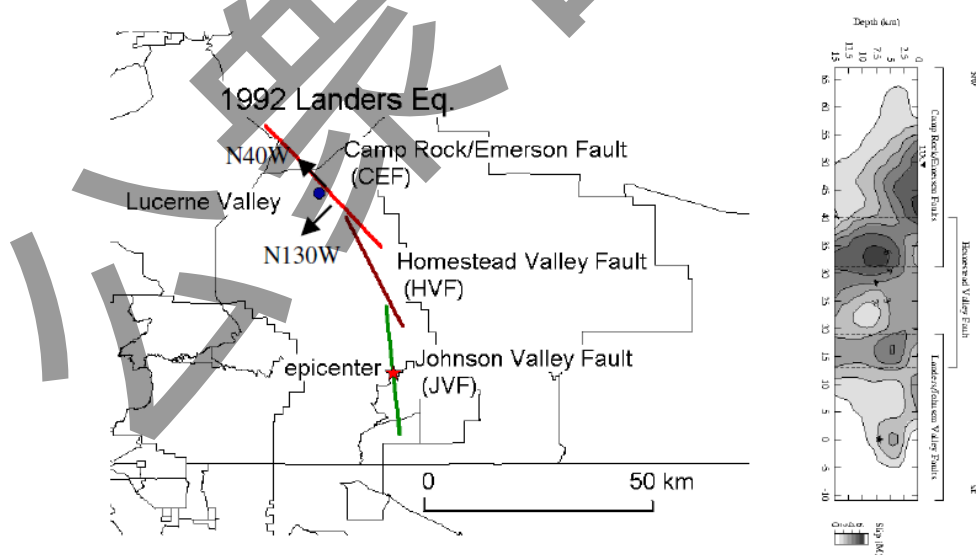
#### 【参考文献】

- (参 1.16-1) 経済産業省原子力安全・保安院：新潟県中越沖地震を踏まえた原子力発電所等の耐震安全性評価に反映すべき事項について，2008.
- (参 1.16-2) 東京電力株式会社：柏崎刈羽原子力発電所における平成 19 年新潟県中越沖地震時に取得された地震観測データの分析及び基準地震動に係る報告書，2008.
- (参 1.16-3) 芝良昭：2007 年新潟県中越沖地震の震源過程の解明と広帯域強震動評価，電力中央研究所 研究報告書，2008.
- (参 1.16-4) 壇一男，渡辺基史，佐藤俊明，石井透：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，Vol.545，2001，pp.51-62.

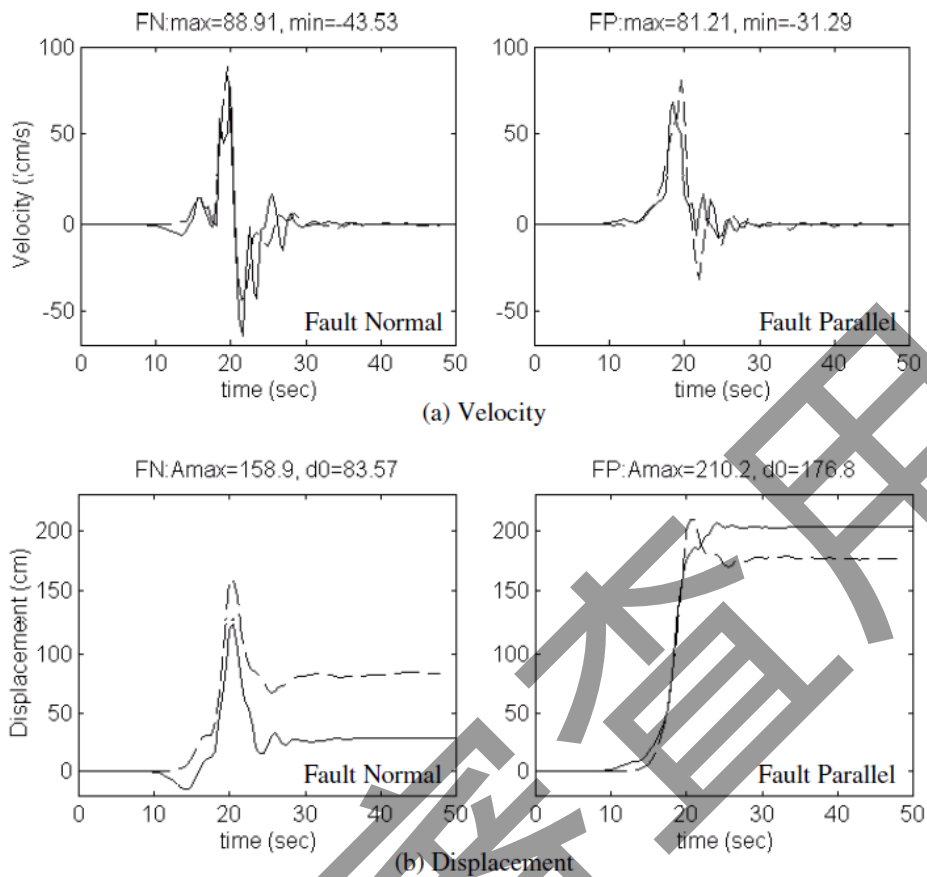
## 参考資料 1-17 震源極近傍における地震動の特徴について

震源極近傍における地震動の特徴は、例えば久田（2009）<sup>(参1.17-1)</sup>によれば、地表地震断層の極近傍において断層のすべりに起因する大きな変位波形であるフリングステップが観測されることであり、一般に浅部での加速度（短周期成分）は大きくないとされる。Hisada et al.(2004)<sup>(参1.17-2)</sup>では、波数積分法を用いることにより、横ずれ断層である1992年のランダース地震における地表地震断層近傍の地震観測記録に現れたフリングステップを再現している。また、東電設計（2009）<sup>(参1.17-3)</sup>では、同じく波数積分法を用いることにより、逆断層である1999年集集地震における上盤側の地表地震断層近傍の地震観測記録に現れたフリングステップを再現している。例として、ランダース地震のシミュレーション結果を参図 1.17-1～参図 1.17-2 に示す。

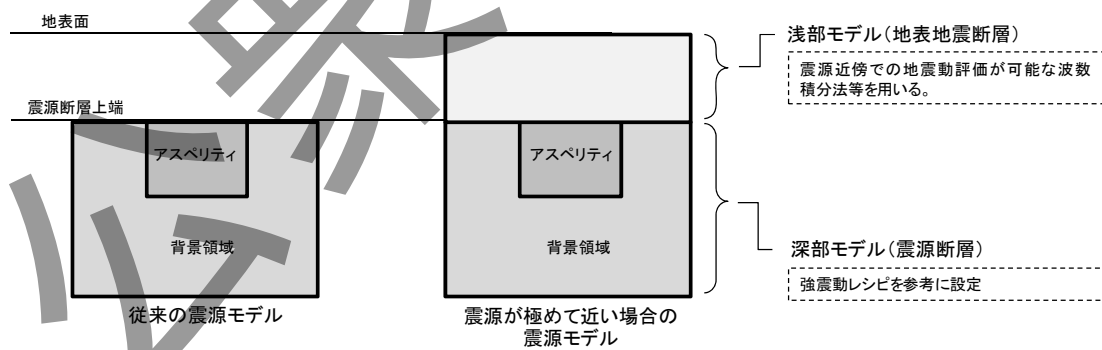
震源が敷地に極めて近く、フリングステップが顕著に現れると予想される場合は、震源断層から地表地震断層まで含めて断層モデルを設定し、フリングステップを評価できる手法（例えば波数積分法）を適用して地震動評価を行うことが重要であると考えられる。断層深部（震源断層）と断層浅部とは、地震動評価の際に必要なすべり量や立ち上がり時間が異なると考えられることから、断層深部に対するこれら値と断層浅部に対するこれら値を区別して与えるのが合理的である。その際、断層浅部の立ち上がり時間やすべり量については、フリングステップが現れている震源極近傍の地震観測記録等を参考に設定することが考えられる。震源が極めて近い場合の震源モデルの概念図を参図 1.17-3 に示す。



参図 1.17-1 ランダース地震とシミュレーションに用いた震源モデル（参1.17-2）



参図 1.17-2 Lucerne Valley 観測点のシミュレーション結果。実線がシミュレーション結果，破線が観測記録 (参 1.17-2)



参図 1.17-3 震源が極めて近い場合の震源モデルの概念図

**【参考文献】**

- (参 1.17-1) 久田嘉章：震源と地震動の性質，日本地震工学会誌，No.9，pp.4-5，2009
- (参 1.17-2) Yoshiaki Hisada and Jacobo BIELAK：EFFECTS OF SEDIMENTARY LAYERS ON DIRECTIVITY PULSE AND FLING STEP，13<sup>th</sup> WCEE，No.1736，2004
- (参 1.17-3) 東電設計：地震動の長周期領域における定量評価と予測手法に関する研究，平成 20 年度原子力安全基盤調査研究，pp.25-39，2009

公開審査用

## 第2章 地質・地盤調査

土木試験會社

## 第 2 章 目 次

2.1 基本事項	4
2.1.1 適用範囲	4
2.1.2 用語の定義	7
2.2 地質・地質構造に関する調査	9
2.2.1 調査範囲の設定	11
2.2.2 調査の方法	13
2.2.2.1 文献調査	14
2.2.2.2 陸域の調査	15
2.2.2.2.1 変動地形学的調査	15
2.2.2.2.2 地質調査	19
2.2.2.2.3 地球物理学的調査	24
2.2.2.3 海域の調査	25
2.2.3 調査結果に基づく評価	30
2.2.3.1 地質・地質構造	30
2.2.3.2 震源として考慮する活断層	33
2.2.3.3 地震活動に伴って永久変位が生じる断層及び地すべり面	37
2.2.4 表示の様式	38
2.3 基礎地盤及び周辺斜面に関する調査	42
2.3.1 調査範囲の設定	42
2.3.2 調査の方法	42
2.3.2.1 地表地質調査	44
2.3.2.2 ボーリング調査	44
2.3.2.3 試掘坑調査	47
2.3.2.4 弾性波探査	49
2.3.2.5 地下水に関する調査	49
2.3.2.6 原位置試験及び室内試験	50
2.3.3 調査結果に基づく評価	51
2.3.3.1 地質・地質構造	51
2.3.3.2 地盤の分類	51
2.3.3.3 地盤の物性	52
2.3.4 表示の様式	59



2.4	地震動評価に関する地下構造調査	63
2.4.1	調査範囲の設定	63
2.4.2	調査の方法	63
2.4.2.1	地質・地質構造に関する調査	64
2.4.2.2	地球物理学的調査（物理探査に基づく調査）	64
2.4.2.3	地震観測記録を用いた調査	65
2.4.3	調査範囲と調査手法の組み合わせ	66
2.4.3.1	震源から対象サイトの地震基盤までの調査	66
2.4.3.2	広域地下構造調査（概査）	67
2.4.3.3	敷地近傍地下構造調査（精査）	67
2.4.4	調査結果に基づく評価	68
2.5	津波に関する地質調査	70
2.5.1	津波の発生要因・波源モデルの設定に関する地質調査	71
2.5.1.1	調査範囲の設定	71
2.5.1.2	津波の発生要因及び波源モデル設定の地質調査手法	72
2.5.1.3	調査結果に基づく評価	72
2.5.2	敷地周辺に到達した可能性のある津波の調査（津波堆積物の調査）	73
2.5.2.1	津波堆積物の調査範囲の設定	73
2.5.2.2	津波堆積物の調査手法	73
2.5.2.3	津波堆積物の評価	74
2.5.3	津波伝播経路に関する調査	74
2.5.4	砂移動に関する調査	75
	参考文献	77
	付属書	
	付属書 2.1 火山地域において震源を特定しにくい要因が想定される ケースにおける活断層調査・評価フロー	81
	参考資料	
	参考資料 2.1 活断層等の存在の可能性に関する調査手法例	82
	参考資料 2.2 断層の詳細性状の主な調査手法について	84
	参考資料 2.3 光ルミネッセンス(OSL)年代測定法の例	88
	参考資料 2.4 小断層解析（多重逆解法）による応力状態の評価の例	90
	参考資料 2.5 岩盤の異方性の測定例	93
	参考資料 2.6 礫岩の測定例	94
	参考資料 2.7 岩石の動的強度を評価するための試験方法	97

## 2.1 基本事項

### 2.1.1 適用範囲

本章は、原子力発電所の耐震設計における基準地震動  $S_s$  及び耐津波設計における基準津波  $T_s$  の策定並びに地盤の安定性評価等に必要な地質・地盤調査の方法に適用する。このなかには、将来活動する可能性のある断層等の評価のための地質・地質構造に関する調査、基礎地盤及び周辺斜面に関する調査、地震動評価に関する地下構造調査並びに津波に関する調査が含まれる。

#### 【解説】

原子力発電所の耐震・耐津波安全性を確保するためには、敷地周辺、敷地近傍及び敷地内の地質と地盤について綿密な調査、試験及び解析を行い、それらの結果に基づき十分に信頼できる設計・施工を行う必要がある。実際の地質と地盤は、原子力発電所地点ごとに多種多様であるため、それぞれの地質や地盤に対する適切な調査、試験、解析、評価、設計等の目的、手法、その適用範囲等について吟味し実施しなければならない。また、各種調査・試験結果が十分信頼性を有していることを確認できなければならない。

本章においては、原子力発電所の設計に必要な地質資料を得ることを目的として実施する地質・地盤調査について、主に以下の基準やガイド類を参考にとりまとめた。

- ・ 「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」(2013年6月19日、原子力規制委員会) (以下、「審査ガイド」という。) (2.1.1-1)
- ・ 「原子力発電所の耐震設計における最近の検討事例にみる活断層調査・評価技術」(2012年、土木学会) (2.1.1-2)
- ・ 「原子力発電所地質・地盤の調査・試験法及び地盤の耐震安定性の評価手法」(1985年、土木学会) (2.1.1-3)
- ・ 「原子力発電所の立地多様化技術」(1996年、土木学会) (2.1.1-4)
- ・ 「原子力発電所の活断層系評価技術－長大活断層系のセグメンテーション－」(2004年、土木学会) (2.1.1-5)
- ・ 「原子力発電所の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価技術<技術資料>」(2009年、土木学会) (2.1.1-6)
- ・ 「活断層の位置・形状評価及び活動性評価に関する手法の整備」(2014年、原子力安全基盤機構) (2.1.1-7)

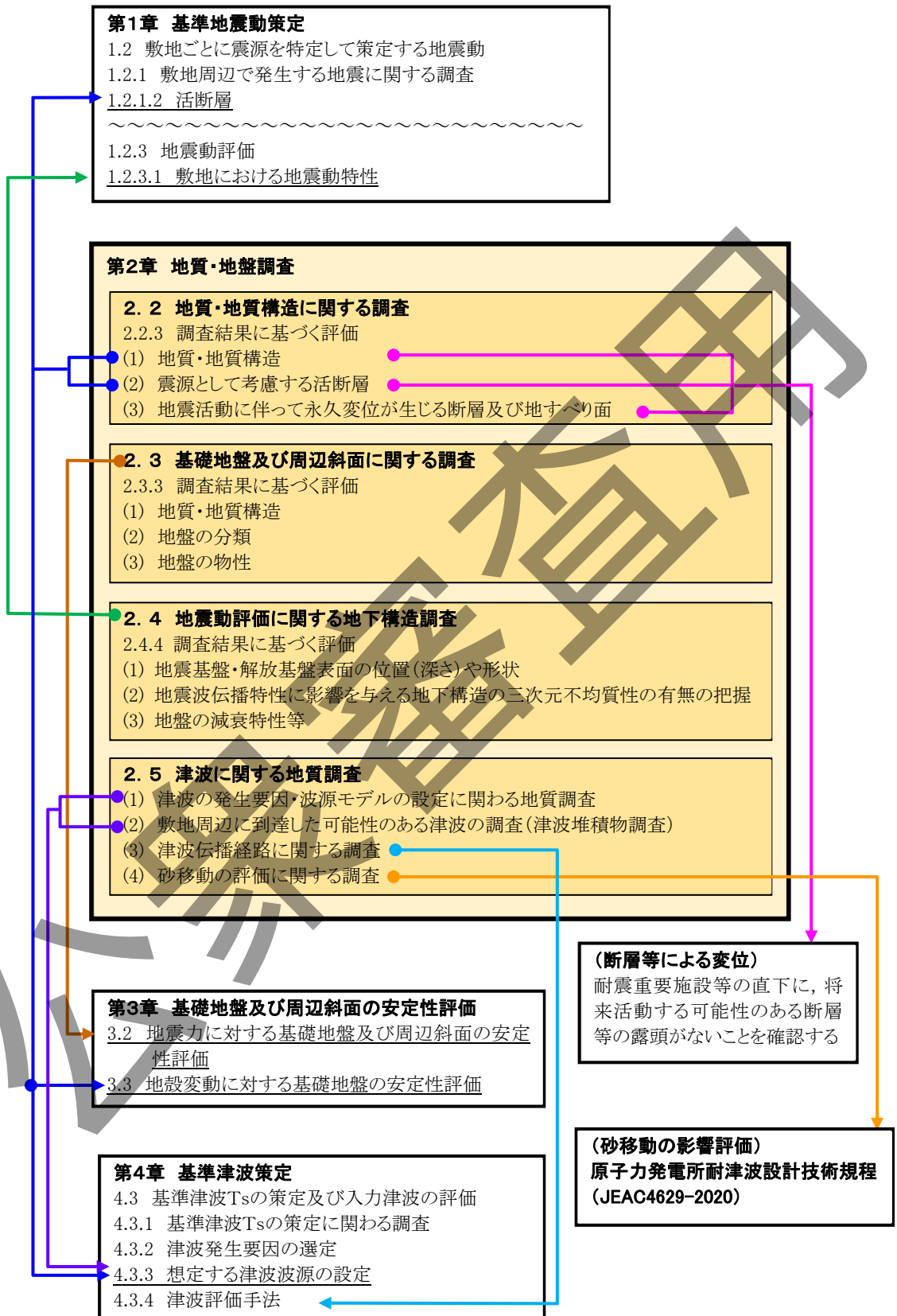
なお、火山影響評価に関わる地質・地盤調査は、本 JEAG の適用範囲外である。火山影響評価については、別途「原子力発電所火山影響評価技術指針 (JEAG4625-2015)」(2015年、日本電気協会) (2.1.1-8)によるものとする。

本章は、基準地震動  $S_s$  の策定 (地下構造調査含む) 及び基準津波  $T_s$  の策定並びに地盤の安定性評価等 (将来活動する可能性のある断層等の露頭の有無の確認を含む) に必要な地質・地盤調査の方法に適用するものであり、各章の関係を解図 2.1.1-1 に示す。

その他、調査手法に関する一般的な書籍として、陸域の地質調査の詳細については、「地

質学ハンドブック」(2001年,地質調査総合センター)<sup>(2.1.1-9)</sup>,海域の地質調査の詳細については,「海洋調査技術マニュアルー海洋地質調査編ー」(2004年,海洋調査協会)<sup>(2.1.1-10)</sup>等が参考になる。

海洋調査用



解図 2.1.1-1 本章 (2章 地質・地盤調査) の他章に対する役割・位置づけ

## 2.1.2 用語の定義

### (1) リニアメント

地形図や空中写真等において判読される、直線あるいはゆるやかな弧状に配列する地形的な特徴のことをいう。その成因から、地殻変動に起因するものの他、古い地質時代に形成された地質構造・堆積構造等を反映した地形に分けられる。

なお、原子力発電所の調査においては、個別に定義した上で、狭義のリニアメントとして、後述する変動地形の概念を含む活断層の可能性のあるリニアメントの意味で用いることが多い。

### (2) 変動地形

地殻変動に起因する特徴的な地形のことをいう。地形の切断・屈曲、撓み、傾動・逆傾斜等として認識され、組織地形（地質構造を反映した侵食等による地形）の対義語である。

なお、隆起や沈降等の地殻変動によって形成された、山脈、高原、盆地、平野、海溝、海嶺等の大きな起伏も変動地形と呼ぶこともある。

### (3) 内陸地殻内地震

陸側プレートの上部地殻の地震発生層に生じる地震で、海岸及びやや沖合で起こる地震を含む。

### (4) 将来活動する可能性のある断層等

将来活動する可能性のある断層等には、①震源として考慮する活断層のほか、②地震活動に伴って永久変位が生じる断層に加え、③基礎地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面が含まれる。

耐震重要施設等は変位が生じるおそれのない地盤に設ける必要があり、当該施設等の設置地盤にこれら断層等の露頭がないことを確認する。また、基礎地盤の安定性の観点から構造物への影響を検討する必要がある。

#### ① 震源として考慮する活断層

最近の地質時代に繰り返し活動し、将来も活動することが推定され、また、地下深部の地震発生層から地表付近まで破壊し、地震動による施設への影響を検討する必要がある断層のことをいう。第2章においては、震源として考慮する活断層を単に活断層という。

なお、断層活動に伴う津波や地殻変動の影響についても検討する必要がある。

#### ②及び③ 地震活動に伴って永久変位が生じる断層及び地すべり面

自ら活動し地震動を励起することは無いが、地震に伴い基礎地盤にずれ（変位）を生じる断層あるいは地すべり面のことをいう。

(5) 地質構造

堆積，侵食及び地殻変動による変位・変形等によって生じた地層・岩体の形態や構造をいう。地層・岩体の相互関係を表すものとして，整合・不整合，断層，褶曲，貫入等がある。

(6) 地下構造

地下の地質構造と物性を総合的に捉えたものである。原子力発電所の耐震設計においては，地質構造に加えて，地震波の伝播に影響を与える地震波速度構造，減衰構造，密度構造等をさす場合が多い。

(7) 基礎地盤及び周辺斜面

基礎地盤とは，耐震重要施設等が設置される地盤のことをいう。

周辺斜面とは，地震力により崩壊した場合に，耐震重要施設等の安全機能が重大な影響を受ける可能性のある斜面のことをいう。

【解 説】

(1)及び(2)に関して，変動地形の可能性のある高度不連続，急斜面，河川の屈曲等の地形の異常についても，従来から，地形的特徴という観点からリニアメントとして抽出し，活断層・活褶曲・活撓曲との関係を検討してきている。

(4)に関して，新規制基準では，「重要な安全機能を有する施設の地盤には，将来活動する可能性のある断層等の露頭がないことを確認する。」としている。将来活動する可能性のある断層等のうち地震活動に伴って永久変位が生じる断層や基礎地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面については，それ自体が震源となる断層ではないが，変位を生じることから，それらの存否や性状等を明らかにし，耐震重要施設等の設置地盤にこれら断層等の露頭がないことを確認する。また，必要に応じて基礎地盤の安定性の観点から施設等への影響を検討する。

(7)に関して，耐震重要施設等とは，新規制基準において，耐震重要施設（設計基準対象施設のうち地震の発生によって生じるおそれがあるその安全機能の喪失に起因する放射線による公衆への影響の程度が特に大きいもの）及び，重大事故等対処施設を含む。

## 2.2 地質・地質構造に関する調査

本節は、地質・地質構造に関する調査方法、調査結果に基づく評価、及び表示の様式について示す。

敷地からの距離に応じて変動地形学・地質学・地球物理学的手法等を総合して調査を行わなければならない。

### 【解説】

調査の目的は、原子力発電所の敷地周辺、敷地近傍及び敷地内の地質・地質構造を把握するための基礎資料を得るとともに、基準地震動  $S_s$  を検討するために必要な震源として考慮する活断層の位置、形状、活動性等を明らかにすることである。また、敷地内の耐震重要施設等の地盤において、震源として考慮する活断層に加えて、地震活動に伴って永久変位が生じる断層、基礎地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面の存否や性状等を明らかにすることである。

地震が敷地に及ぼす影響は、震源が近いほど、また、地震の規模が大きいほど大きくなる。したがって、地質調査にあたっては、歴史地震及び震源を特定せず策定する地震動が敷地に及ぼす影響を考慮しつつ、敷地からの距離や活断層の規模に応じ、既存文献の調査、変動地形学的調査、地質調査、地球物理学的調査等を適切に組み合わせて十分な調査を実施する。

地質・地質構造に関する調査の流れ（フロー図）を解図 2.2-1 に示す。

## 2.2 地質・地質構造に関する調査

敷地からの距離や活断層の規模に応じ、既存文献の調査、変動地形学的調査、地質調査、地球物理学的調査等を適切に組み合わせて十分な調査を実施する。

### 2.2.1 調査範囲の設定

- 敷地周辺（敷地から少なくとも半径 30km の範囲、影響の大きい活断層があればそれ以遠）
- 敷地近傍（敷地から少なくとも半径 5km の範囲）
- 敷地内（原子炉建屋位置から少なくとも半径 1km）

## 2.2.2 調査の方法

### 2.2.2.1 文献調査

敷地周辺及び敷地近傍の地形、地質・地質構造、地震活動の状況、テクニクスの背景等を明らかにするとともに、引き続き実施される陸域及び海域の変動地形学的調査、地質学的調査、地球物理学的調査において、検討対象とする活断層の存在、活動履歴、地震発生様式等に関連する情報を抽出する。

#### <陸域の調査>

### 2.2.2.2 陸域の調査

敷地周辺～敷地の陸域の地形、地質層序、地層分布、地質構造等を解明するとともに、活断層・活撓曲の存否、位置、長さ（端部）、性状及び活動性を明らかにする。

#### 2.2.2.2.1 変動地形学的調査

地形発達の観点から地形の成因を考察することによって、活断層の疑いのある地形を抽出し、活断層の可能性について検討する。

【空中写真判読、航空レーザー測量等】

#### 2.2.2.2.2 地質調査

調査範囲内の地質・地質構造を把握し、文献調査や変動地形学的調査による活断層の疑いのある地形・地質構造について、活断層・活撓曲の存否、位置、長さ（端部）、性状及び活動性を明らかにする。

【地質調査、ボーリング調査、トレンチ調査等】

#### 2.2.2.2.3 地球物理学的調査

断層の地下への連続や褶曲等の広域的な地質構造を明らかにする。

【反射法地震探査、屈折法地震探査、重力探査、磁気探査、電磁探査等】

#### <海域の調査>

### 2.2.2.3 海域の調査

敷地周辺～敷地近傍の海域の海底地形、地質層序、地層分布、地質構造等を解明するとともに、活断層・活撓曲の存否、位置、長さ（端部）、性状及び活動性を明らかにする。

- ①海底地形調査
- ②海上音波探査
- ③海底試料採取
- ④その他地球物理学的調査

## 2.2.3 調査結果に基づく評価

### <敷地周辺～敷地>

#### 2.2.3.1 地質・地質構造

調査範囲内に分布する地層を区分し、各層の水平方向及び鉛直方向の分布・連続性について検討するとともに、それらの地層の構成岩種、岩相、層序及び地質時代並びに地層の走向・傾斜、褶曲構造及び断層の有無、位置、性状等を明らかにする。

#### 2.2.3.2 震源として考慮する活断層

活断層の評価にあたっては、活動性、位置、長さあるいは単位変位量を把握し、必要に応じて、弾性波探査等の地球物理学的知見を参考に、分布形状等について検討しなければならない。

### <敷地～耐震重要施設等の設置地盤>

#### 2.2.3.3 地震活動に伴って永久変位が生じる断層及び地すべり面

耐震重要施設等の設置地盤においては、震源として考慮する活断層に加えて、地震活動に伴って永久変位が生じる断層、基礎地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面の存否や性状等を明らかにしなければならない。

2.4 地震動評価に関する  
地下構造調査

2.3 基礎地盤及び周辺斜面  
に関する調査

2.5 津波に関する  
地質調査

1章 基準地震動策定

3章 基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価

4章 基準津波策定

解図 2.2-1 地質・地質構造に関する調査の流れ（フロー図）



### 2.2.1 調査範囲の設定

敷地周辺調査の範囲は、敷地から少なくとも半径 30km の範囲としなければならない。半径 30km 以遠であっても文献等によって敷地への影響が大きいと考えられる活断層の存在が想定される場合は、当該活断層を含む範囲を調査範囲としなければならない。

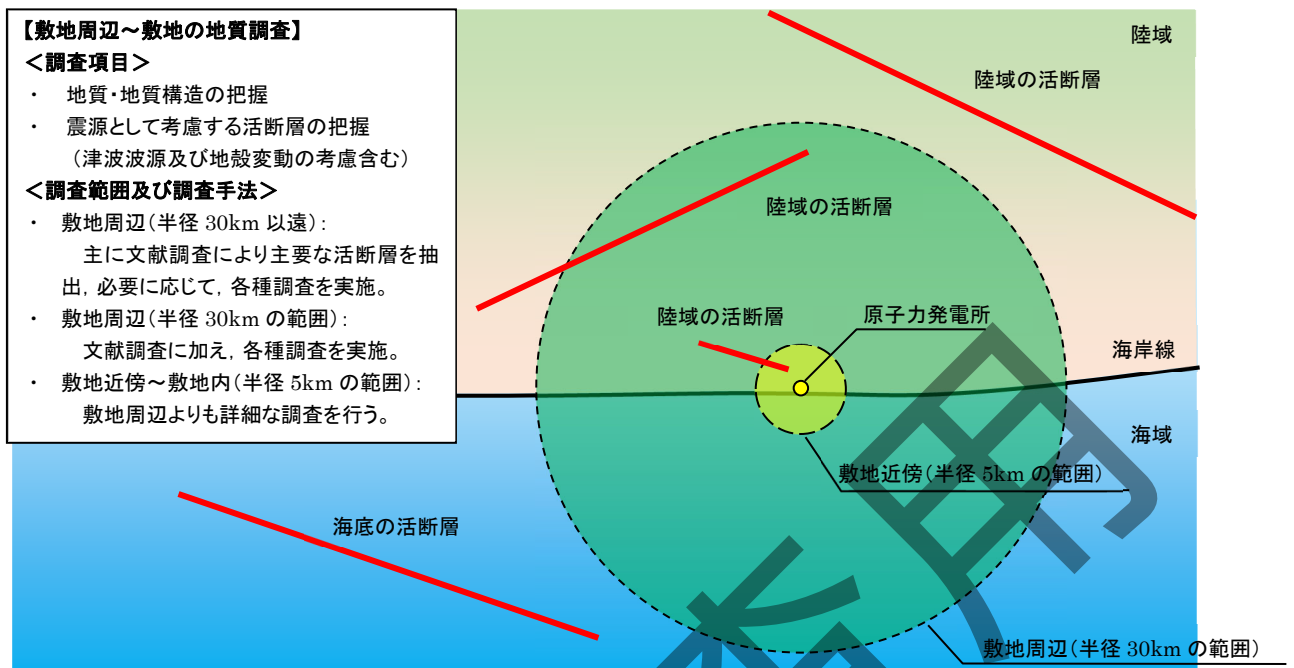
また、敷地から少なくとも半径 5km の範囲を敷地近傍とし、より詳細な調査を実施する。なお、この範囲に分布することが想定される活断層が 5km の範囲を超えて連続する場合は、その範囲を敷地近傍調査の範囲としなければならない。

敷地内調査の範囲は、原子炉建屋予定位置から少なくとも半径 1km の範囲とするが、発電所ごとに敷地の広さに応じて地質構造の特徴を把握するために必要な範囲とするとともに、敷地近傍の地質構造等を考慮して適切に設定しなければならない。

#### 【解説】

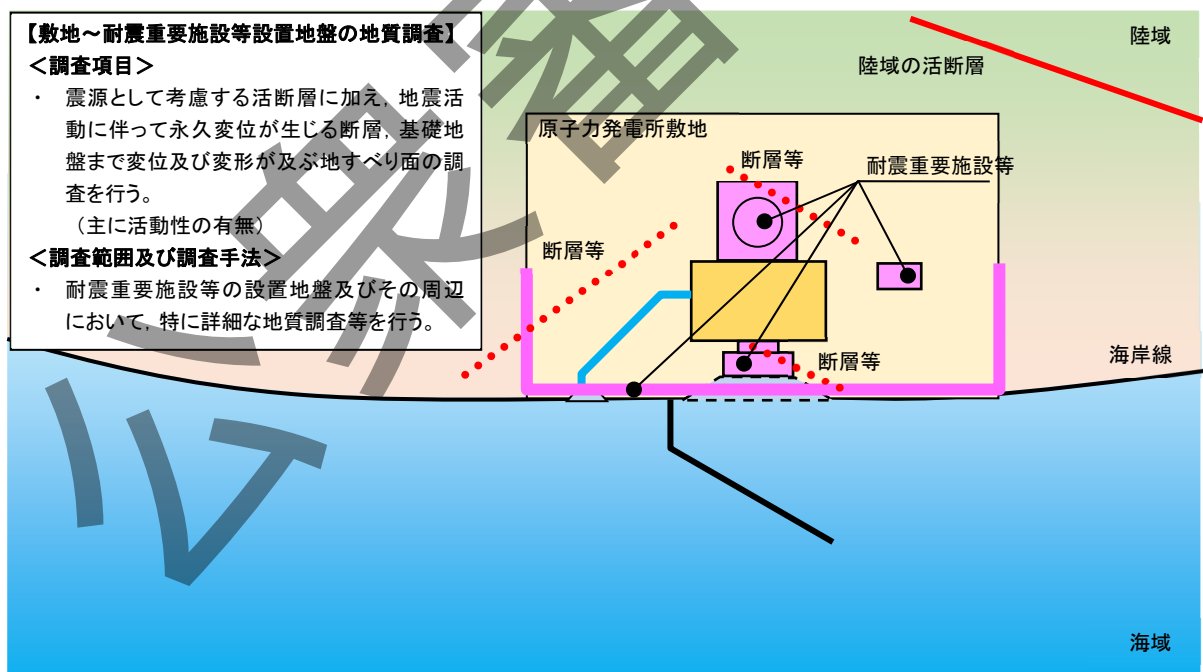
一般に、震源が近い場合には、小規模の地震でも地震動が大きくなる。したがって、敷地近傍については、リニアメント・変動地形が不明瞭であることあるいは活断層の規模が小さいこと等から文献では示されていないような活断層をも見逃さないように、より詳細な調査を実施する。

地質・地質構造の調査範囲等の概要図を解図 2.2.1-1 に示す。



注) 本図の活断層は, 文献に示される活断層等や, 活断層の可能性のある地形を指す。

(敷地周辺～敷地)



注) 本図の活断層は, 文献に示される活断層等や, 活断層の可能性のある地形を指す。

(敷地～耐震重要施設等設置地盤)

解図 2.2.1-1 地質・地質構造に関する調査の範囲及び調査項目の概要

### 2.2.2 調査の方法

調査の方法は以下に大別される。

- (1) 文献調査
- (2) 陸域の調査
  - 1 変動地形学的調査
  - 2 地質調査
  - 3 地球物理学的調査
- (3) 海域の調査

#### 【解 説】

地質調査の方法は、文献調査、変動地形学的調査、地質学的調査及び地球物理学的調査がある。文献調査以外は、陸域の調査と海域の調査に分けられ、それぞれの状況に応じて、各種調査を適切に組み合わせて行う。

なお、海域の調査には、① 海底地形調査、② 海上音波探査、③ 海底試料採取、④ その他地球物理学的調査があり、以下に陸域の調査との対応関係や、海域の調査の留意事項を示す。

調査手法	(2) 陸域の調査	(3) 海域の調査
変動地形学的調査	(2)-1 変動地形学的調査	① 海底地形調査 <sup>(注1)</sup>
地質学的調査	(2)-2 地質調査	③ 海底試料採取 <sup>(注2)</sup>
地球物理学的調査	(2)-3 地球物理学的調査	② 海上音波探査 <sup>(注3)</sup>
		④ その他地球物理学的調査 <sup>(注4)</sup>

- (注) 1. 海域では、陸域のような詳細な地形データを得ることは困難であるが、調査船による海底地形調査データにより、大局的な地形判読（変動地形学的調査）は可能である。
2. 海域では、陸域のような露頭データを得ることは困難であるが、海底試料採取（海上ボーリング調査含む）により、地質学的なデータを得ることができる。
3. 海上音波探査とは一般に、地球物理学的調査のうち陸域における反射法地震探査に該当する。
4. その他地球物理学的調査には、海上音波探査（反射法地震探査）以外の手法（屈折法地震探査、重力探査、磁気探査等）がある。

解表 2.2.2-1 調査手法と調査領域（陸域、海域）の関係

### 2.2.2.1 文献調査

文献調査は、敷地周辺及び敷地近傍の地形、地質・地質構造、地震活動の状況、テクトニクス的背景等を明らかにするとともに、引き続き実施される陸域及び海域の変動地形学的調査、地質学的調査、地球物理学的調査において、検討対象とする活断層の存在、活動履歴、地震発生様式等に関連する情報を抽出することを目的とする。

#### 【解説】

対象とする文献・資料は、学術雑誌に掲載の文献、公刊の地形図・地質図類を基本とし、具体的には、以下のものなどがある。

- ・ 地質調査総合センターが提供する地質図関連のサービス、出版物  
(地質図カタログ<sup>(2.2.2-1)</sup>、地質図Navi<sup>(2.2.2-2)</sup>から参照できる地質図幅類(5万分の1, 20万分の1等)、海底地質図類、20万分の1日本シームレス地質図<sup>(2.2.2-3)</sup>、活断層データベース(～2019年、地質調査総合センター)<sup>(2.2.2-4)</sup>)
- ・ 「[新編] 日本の活断層」(1991年、活断層研究会)<sup>(2.2.2-5)</sup>
- ・ 「活断層詳細デジタルマップ [新編]」(2018年、今泉ほか)<sup>(2.2.2-6)</sup>
- ・ 「活断層の長期評価(主要活断層帯の長期評価、活断層の地域評価)」(～2019年、地震調査委員会)<sup>(2.2.2-7)</sup>

また、他機関が保有する海上音波探査、重力探査、磁気探査等の記録・データも対象とすることが望ましい。(詳細は「2.2.2.2.3 地球物理学的調査」及び「2.2.2.3 海域の調査」を参照)

これらの文献調査において対象とする文献の範囲及び精度については、敷地からの距離に応じて適切に設定され、基本的には半径30km範囲内については、詳細な文献調査を実施する必要がある。特に、他機関が保有する記録・データについては、その目的・仕様等に十分留意して解析等を行うことが重要である。

なお、収集に当たっては、その対象を幅広く設定しておくことが望ましく、必要に応じて道路、トンネル、鉄道等の公共構築物建設に関わる調査及び工事記録あるいはその他未公開資料等も収集の対象として検討する。また、常に最新の文献・知見の収集に努め、必要に応じて、それらに基づいた調査結果の再評価の必要性を検討する。

### 2.2.2.2 陸域の調査

陸域の調査は、敷地周辺～敷地の陸域の地形、地質層序、地層分布、地質構造等を解明するとともに、活断層・活撓曲の存否、位置、長さ（端部）、性状及び活動性を明らかにすることを目的とする。

陸域の調査は、既往の文献や調査データを検討し、調査対象地域の地形、地質・地質構造等を踏まえ、変動地形学的調査、地質調査、地球物理学的調査を適切に組み合わせて調査を行う。

#### 2.2.2.2.1 変動地形学的調査

変動地形学的調査は、地形発達の観点から地形の成因を考察することによって、活断層の疑いのある地形を抽出し、活断層の可能性について検討することを主な目的とする。

調査手法については、段丘面等の地形面を抽出し分類するとともに、活断層の疑いのある地形を抽出するために、空中写真や地形図等を用いて空中写真判読等を行うのが一般的である。また、空中写真判読等だけでは認定の難しい微地形については、必要に応じて、現地測量や航空レーザー測量等の最新技術を用いるのがよい。

#### 【解 説】

地形発達過程及び地形の成因の考察に基づき、広範囲にわたる段丘面等の地形面の変位・変形、並行する河川の系統的な屈曲といった、変動地形に関する多くの指標を手掛かりとして、活断層等の存在の可能性を検討する。また、地形面の特徴や活断層の疑いのある地形の性状等の一定の指標に基づいて、活断層の疑いのある地形を全て抽出することが重要である。

なお、広域的に参照することのできる陸上地形データとして、「基盤地図情報（数値標高モデル：5m、10m メッシュ）」（国土地理院）<sup>(2.2.2-8)</sup> 等がある。

活断層の疑いのある地形の認定に当たっては、次に示すような基準を作成し、検討することが望ましい。

- ① 段丘面等の地形面上と山地・丘陵地内とに分けて、崖・撓み・その他の高度不連続等の断層の縦ずれ変位に起因する地形と、崖や尾根・谷の屈曲等の断層の横ずれ変位に起因する地形とについてそれぞれ基準を示していること。
- ② 断層変位に伴う地形の切断・屈曲だけでなく、撓み、傾動、逆傾斜等のように地表に断層変位を示さないものも抽出対象としていること。
- ③ 活断層の疑いのある地形は、明瞭さだけでなく、連続性、地形要素の構成等に着目していること。
- ④ 地殻変動に起因するものであることの可能性の低いものまで含むこと。

リニアメント・変動地形の分類の例を解表 2.2.2.2.1-1 に示す。また、リニアメント・変動地形の分布図の例を解図 2.2.2.2.1-1 に示す。

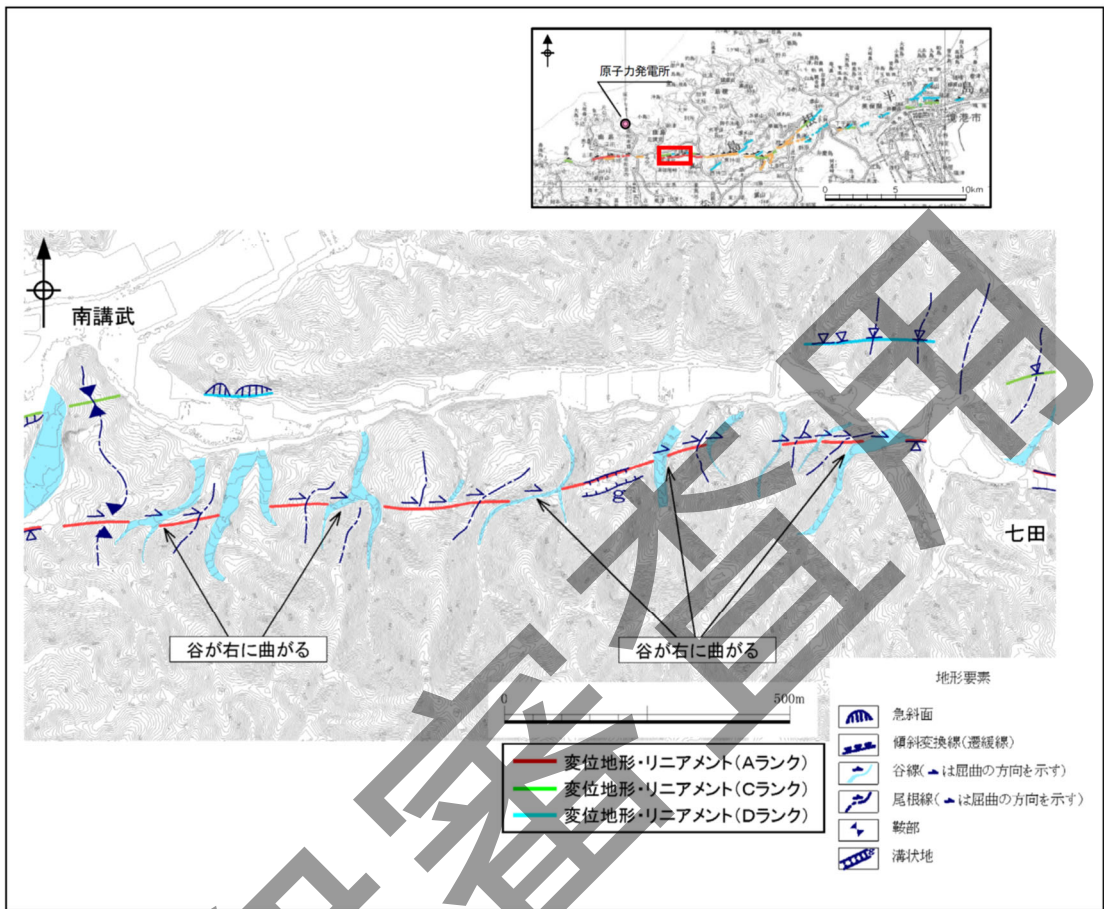
なお、山地内部では、形成時期の異なる河成段丘の比高からその期間における隆起量の分布を求め、その隆起量の変化及び分布から活断層等の存在の可能性を調査する手法もある。(参考資料 2.1)

調査が進行した段階で必要に応じて現地調査を含む精度の高い詳細な変動地形学的調査を実施する。

国土審査局

解表 2.2.2.2.1-1 リニアメント・変動地形の分類の例

分類	山地・丘陵		段丘面・扇状地等の平坦面上	
	崖・鞍部等	尾根・水系の屈曲	崖・溝状凹地	撓み・傾斜面
L <sub>A</sub>	新鮮な崖、鞍部等の連続の良い配列からなり、連続区間が長く、両側の地形形態が類似し、一様な高度差が認められ、かつ、延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの	尾根・水系が長い区間で同方向に屈曲し、かつ、 (1) 屈曲は鮮明であり、河川の規模と屈曲量との相関があるいは、 (2) 閉塞丘、風隙等の特異な地形のいずれかが認められるもの	崖、溝状凹地等の連続の良い配列からなり、方向が水系の側刻方向と異なり、延長が長く、かつ、 (1) 時代の異なる複数の段丘面に連続し、古い段丘面ほど比高が大きい (2) 崖面が山地、丘陵側に向き段丘面の傾斜方向とは逆向きを示す (3) 山地、丘陵内の明瞭な崖、鞍部等に連続するのいずれかが認められるもの	a. 撓み状の形態が鮮明であり、その量が大きいもの b. 平坦面の傾斜角が大きいもの 上記 a, b のうち、量や傾斜角に累積性があり、かつ、延長が長いもの
L <sub>B</sub>	崖、鞍部等の連続の良い配列からなり、連続区間が長く、両側の地形形態が類似し、一様な高度差が認められ、かつ、 (1) 地形形態は鮮明であるもの (2) 地形形態はやや不鮮明であるが、延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの	尾根・水系が同方向に屈曲し、屈曲は鮮明であり、かつ、 (1) 連続区間は長い、河川の規模と屈曲量との相関、あるいは、閉塞丘、風隙等の特異な地形のいずれも認められないもの あるいは、 (2) 連続区間は短い、河川の規模と屈曲量との相関、あるいは、閉塞丘、風隙等の特異な地形が認められるもの	崖、溝状凹地等の連続の良い配列からなり、延長は短い、方向が水系の側刻方向と異なるもの、あるいは、方向が水系の側刻方向であるが延長が長いもの のうち、 (1) 時代の異なる複数の段丘面に連続し、古い段丘面ほど比高が大きい (2) 崖面が山地・丘陵側に向き段丘面の傾斜方向とは逆向きを示す (3) 山地・丘陵内の明瞭な崖、鞍部等に連続するのいずれかが認められるもの	上記 a, b のうち、延長は短い、量や傾斜角に累積性があり、段丘面の傾斜方向とは逆向きであるもの、あるいは、累積性は認められないが、延長の長いもの 撓み状の形態が鮮明であり、その量が小さいが、延長が長く、傾斜方向が段丘面の傾斜方向とは逆向きなもの
L <sub>C</sub>	崖、鞍部等の配列からなり、両側で一様な高度差があるが、地形形態は一部で不鮮明、不連続か、あるいは、延長上の段丘面に崖が認められないもの	尾根・水系が同方向に屈曲し、かつ、 (1) 連続区間は長い、屈曲は不鮮明であり、屈曲量も小さく、河川の規模と屈曲量との相関が認められないもの あるいは、 (2) 連続区間は短い、屈曲は鮮明であり、河川の規模と屈曲量との相関が認められるもの	崖、溝状凹地等の配列からなり、かつ、 (1) 方向が水系の側刻方向とやや異なるが、時代の異なる複数の段丘面に連続するが、延長が短いもの あるいは、 (2) 方向が水系の側刻方向であるが、延長が長いもの	撓み状の形態が鮮明なものうち、上記以外のもの 撓み状の形態が不鮮明であり、平坦面の傾斜角も小さいが、延長が長いもの、あるいは、延長が短い、段丘面の傾斜方向とは逆向きであるもの
L <sub>D</sub>	崖、鞍部等の配列からなるが、配列が断続的か、あるいは地形形態が不鮮明であり、両側の高度差が一様ではないもの	尾根・水系が同方向に屈曲しているが、連続区間が短く、屈曲が不鮮明であり、屈曲量が小さいもの	崖、溝状凹地等の配列からなるが、延長が短いもの	撓み状の形態が不鮮明なもの及び平坦面の傾斜角が小さいものうち、上記以外のもの



<リニアメント・変動地形の解釈>

右に曲がる谷や尾根の連続に対して、判読基準に従い高いランクの活断層の疑いのある地形を抽出している。また、この周辺に認められる急斜面や傾斜変換線等の連続に対しては、判読基準に従い低いランクの活断層の疑いのある地形を抽出している。

解図 2.2.2.1-1 リニアメント・変動地形の分布図の例(2.1.1-2)



調査は、活断層の疑いのある地形の周辺だけでなく、段丘面等に現れている広域的な変形も検討対象として実施する。

広域的な変形とは、沖積面や段丘面、斜面等の地形面の変形（撓み、傾動及び波状変形）、段丘面から復元される過去の河床縦断面の変形、海成段丘面・旧汀線の高度変化及び堆積物に現れている撓曲構造等の幅数十 m～数十 km にわたる変位・変形をいい、これらに着目して検討する必要がある。また、地域によっては、海岸付近の離水ベンチ、ノッチ等の分布及び潮間帯の付着生物（カキ、ヤッコカンザシ等）の分布高度に着目したり、広域的な応力場の把握、隆起・沈降傾向の把握も必要である。特に段丘面が示す旧汀線高度分布の把握は、広域的な変形の認定に重要であり、同一編年の段丘面上における明瞭な旧汀線等、同じような条件のポイントで高度を算定して比較することが重要である。

変動地形学的調査から抽出された、活断層の疑いのある地形については、同地形周辺において特に詳細な地質調査の実施を検討する。さらに地形面あるいは地形要素の成因が特定できない場合にも、必要に応じ、地質調査の実施について検討する。

#### 2.2.2.2 地質調査

地質調査は、調査範囲内の地質・地質構造を把握し、文献調査や変動地形学的調査による活断層の疑いのある地形・地質構造について、活断層・活撓曲の存否、位置、長さ（端部）、性状及び活動性を明らかにすることを目的とする。

地質調査には、地表地質調査、ボーリング調査、トレンチ調査等があり、これらを適切に組み合わせて、精度の高い調査を行う。

#### 【解説】

地表地質調査においては、特に断層露頭や地層が変形している露頭の発見と、その露頭観察による断層活動時期の特定が重要であり、露頭と活断層の疑いのある地形・地質構造との位置関係、断層破碎帯の性状、地層の変位・変形構造を詳細に把握する。

地表地質調査により活断層の存在が推定され、敷地への影響が大きいと判断される場合は、その存在及び形状を確認し、活動区間や変位量を適切に評価するために、断層主部、断層末端部等の重要な箇所においては、ボーリング調査、トレンチ調査等や必要に応じて後述する地球物理学的調査を実施し、調査密度・精度を上げることが重要である。これらの調査が必要な要件としては、以下の場合が挙げられる。

- ① 厚い沖積層や風化岩が分布すること等によって、地表において活断層の一部しか確認できない場合
- ② リニアメント・変動地形が個々には短いか又は不明瞭であっても、断続や雁行による連続が想定され、規模や活動性に関する資料が得られない場合

具体的な調査の手法、仕様、位置等については、目的に応じて適切に定める。

ボーリング調査，トレンチ調査等は，断層あるいは活断層の疑いのある地形・地質構造の走向・傾斜，位置関係，調査地点の代表性等を考慮し，位置，規模及び数量を適切に定める。断層露頭スケッチの例を解図 2.2.2.2.2-1 に示す。

また，断層等の詳細性状の調査には，CT 撮影技術を利用した内部構造の解析や，研磨片，薄片観察による微細構造観察，X 線を用いた鉱物や元素分析 (XRD, XRF)，電子プローブマイクロアナライザー (EPMA) による元素分析，走査電子顕微鏡 (SEM)，透過型電子顕微鏡 (TEM) 等によるミクロレベルでの表面及び内部構造観察など，マクロな手法からミクロな手法まで，様々な調査技術が開発されている。(参考資料 2.2)

なお，結果の評価については，後述の「**2.2.3.2 震源として考慮する活断層 (1) 断層の活動性**の評価」を参照する。

後述する断層活動時期の評価においては，断層による変位・変形を受けた地層・地形面と断層による変位・変形を受けていない地層・地形面との年代関係から活動時期を推定するため，信頼性の高い地層の層序対比・編年に関する調査を行うことが重要である。対比・編年に用いる層序としては，火山灰層序，海洋酸素同位体層序，化石層序，古地磁気層序等がある。特に火山国である我が国においては，火山灰層の鉱物組成，火山ガラスの屈折率測定・成分分析等による火山灰層序は，層位関係の検討に有効な手法となっている。

なお，広域火山灰と第四紀海成層の層序・編年の例については，後述の「2.2.3 調査結果に基づく評価-2.2.3-1 地質・地質構造」を参照する。

地質層序決定のための年代測定手法には様々な種類があり，測定年代や試料の種類により適用可能な測定手法が限られることから，目的や条件に即した手法を適切に選定することが重要であり，測定結果を使用する際にも十分に考慮する必要がある。

年代測定手法は，放射性同位体比を用いた  $^{14}\text{C}$  法等が主体であるが，近年では，地中において天然放射線に被曝した石英や長石から得られる光ルミネッセンスを用いた OSL 法 (参考資料 2.3) や，宇宙線生成放射性核種を用いた  $^{10}\text{Be}$  法の開発や研究が注目されている。主な年代測定手法を解表 2.2.2.2.2-1 に示す。

その他，地層・断層の性状や段丘堆積物の堆積環境の調査においては，固さを定量的に把握する針貫入試験，帯磁率調査，粒度分析及び礫種の形状の分析 (円磨度，球形度) 等の調査手法が活用できる。前述の化石層序も含めた地層・断層性状の調査手法の概要を解表 2.2.2.2.2-2 に示す。



解表 2.2.2.2.2-1 年代測定手法の例 (2.2.2-9,10,11,12 を参考)

		年代測定法	測定手法の概要	対象物	測定年代 <sup>(注)</sup>
1	放射性同位体を用いた方法	炭素 14 ( <sup>14</sup> C) 年代測定法	一般に地球自然の生物圏内では、 <sup>14</sup> C の存在比率がほぼ一定であるが、生物の死後は新しい炭素の補給が止まり、 <sup>14</sup> C に壊変することで存在比率が低下していく。この性質を利用し、放射性炭素同位体 <sup>14</sup> C の比率から生物が活動していた年代を測定する手法	有機物 (生物遺骸、化石、地下水)	数百～5-6 万年程度
2		カリウム-アルゴン法 (K-Ar) 法	岩体がゆっくり冷却する過程で、鉱物中の放射起源核種の <sup>40</sup> K が <sup>40</sup> Ar に壊変する現象を利用し、 <sup>40</sup> Ar が気体であることから、系が閉鎖系となった後の年代を、その比率から岩体の年代を測定する手法	火山岩 (全岩)、角閃石、雲母、長石、粘土鉱物等	数万～数十億年程度
3		<sup>238</sup> U 系列法	<sup>238</sup> U が放射性壊変により、 <sup>206</sup> Pb に変化する現象を利用し、両者の比率から岩体の年代を測定する手法	ジルコン、アパタイト等	数万～数十万年程度
4		<sup>10</sup> Be/ <sup>26</sup> Al 法	宇宙線生成核種 (TCN : in situ Terrestrial Cosmogenic Nuclides) を用いた年代測定法 地表に降り注ぐ宇宙線によって露出した岩石の表層に <sup>10</sup> Be や <sup>26</sup> Al 等の宇宙線生成核種が、ある一定の率で生成・蓄積することを利用し、岩石が地表に露出していた期間を算定する手法	石英等	数千～数百万年程度
5	放射線による損傷を計測する方法	熱ルミネッセンス法 (TL 法: thermo luminescence)	地層中の石英等の鉱物が自然界で受けた放射線量を、加熱することで蛍光を発生する現象 (熱ルミネッセンス) を利用し、熱発光測定で求め、試料採取地点が 1 年間に受けている放射線量等から、火山活動等による熱リセット後の経過年数を求める手法	石英、長石	数千～数十万年程度
6		光ルミネッセンス法 (OSL 法: optically stimulated luminescence)	侵食・堆積過程で鉱物粒子が太陽光に暴露されることで鉱物中の放射線損傷が解消され、堆積して太陽光から遮断されてから放射線損傷が始まることから、堆積後の経過年数を測定する手法	石英、長石	数千～数十万年程度
7		電子スピン共鳴年代測定法 (ESR: Electron Spin Resonance)	自然放射線による放射線損傷 (格子欠陥) にとらえられた電子を ESR 信号として測定する手法。放射線損傷の蓄積量は ESR 信号に比例し、ESR 信号強度から、地層の年代を測定する手法	石英、炭酸塩鉱物等	数千～数百万年程度
8		フィッショントラック年代測定法 (FT 法: fission track)	固体に高エネルギーの重い荷電粒子が照射されるか、固体内部で核分裂 (フィッション) して通過すると、大きなエネルギーの吸収が起こり、粒子が制止するまでその飛跡 (トラック) を形成する。 フィッショントラック法はウラン-238 が自発核分裂して鉱物、ガラス等の記録媒体に飛跡を残す性質を利用し、この飛跡を計数する事によってその固体の年代を測定する手法	ジルコン、アパタイト等	数万～数十億年程度

(注) 測定年代の範囲は大よその値であり、その精度については慎重に検討する必要がある。

解表 2.2.2.2.2-2 地層・断層の性状等の調査手法の例

	調査手法	調査手法の概要	備考
1	針貫入試験	地層や断層の硬さ・固結度を定量的に測定する手法 針貫入試験には「地盤工学会基準」(2.2.2-13)があり、測定値は、針貫入勾配 (N/mm) として得ることができる。	原位置で簡易に測定できる装置として、針貫入試験器、土壤硬度計等がある。
2	帯磁率測定	地層の帯磁率（磁化率ともいう。磁性鉱物の含有量によって変化する）を定量的に測定する手法 帯磁率は一般に、火成岩の方が堆積岩よりも高く、また風化の進行により帯磁率は低下する傾向にあるため、母岩の種類や風化の程度を推定することができる。	原位置で簡易に測定できるハンディタイプの装置がある。 岩石・鉱物の帯磁率の値については、「物理探査ハンドブック、磁気探査編」(2.2.2-14)が参照できる。
3	化石層序 (微化石分析)	地層中に含まれる微化石（花粉や孢子、珪藻、有孔虫、貝形虫等）の分析から、それらの生育環境や時代を特定し、地層の堆積年代や堆積当時の古気候や古環境を推定する手法	「地質学ハンドブック、1.7.4 微化石による年代層序」(2.1.1-9)等が参考となる。
4	粒度分析	対象とする試料の粒度を計測し、粒径と重量 (%) との関係から粒度分布を把握する手法 断層内物質の細粒化の程度を把握することなどに用いられる。	「地質学ハンドブック、11.3.2 粒度組成」(2.1.1-9)等が参考となる。
5	礫の形状調査	礫の形状を調査し、その堆積環境（河川礫か海岸礫）を推定する手法 主に円磨度（円形度ともいう）、球形度をパラメータとする。 一般に、海成礫は河成礫に比較して円磨度が高く、扁平である。	円磨度については、「碎屑性堆積物研究会編（1983）」(2.2.2-15)による区部例、球形度については、「Krumbein(1941)」(2.2.2-16)による計算式等が参考となる。 最近では、レーザーによる 3 次元形状の自動計測、パラメータの定量的な計算技術が開発されている。

### 2.2.2.2.3 地球物理学的調査

地球物理学的調査は、深部の地下構造を把握するとともに、断層の地下への連続や褶曲等の広域的な地質構造を明らかにすることを目的とする。

調査対象とする地域の地質・地質構造、調査目的、現地状況等を踏まえて、適切な手法を選択して実施する。

#### 【解 説】

調査方法には、反射法地震探査、屈折法地震探査、重力探査、磁気探査、電気探査、電磁探査等の手法があり、「物理探査ハンドブック（増補改訂版）」（2016年、物理探査学会）（2.2.2-14）が参考となる。本項で述べる地球物理学的調査は主に地質構造の把握のためのものであり、地震動評価に関する地下構造調査については、「2.4 地震動評価に関する地下構造調査」に記す。

平野等の新しい堆積物の変形を明らかにし、活断層の存否を確認する必要がある場合には主に浅部構造を対象とした探査を行い、深部の断層形状や褶曲構造、基盤の構造等を解明する必要がある場合には主に深部構造を対象とした探査を行う。

なお、他機関のデータが利用可能な場合は、必要に応じてデータの入手、再解析を行い、事業者独自の調査の必要性を検討することも有用であり、広域的に参照できるデータとして、「日本重力データベース」（2013年、地質調査総合センター）（2.2.2-17）や「日本空中磁気データベース」（2005年、地質調査総合センター）（2.2.2-18）等がある。

地球物理学的調査の結果は、変動地形学的調査、地質調査等によって想定される地表の活断層や地表付近の地質構造の特徴と、相互に矛盾のない合理的な説明ができることを確認する等、総合的な検討に用いる。

### 2.2.2.3 海域の調査

海域の調査は、敷地周辺～敷地近傍の海域の海底地形、地質層序、地層分布、地質構造等を解明するとともに、活断層・活撓曲の存否、位置、長さ（端部）、性状及び活動性を明らかにすることを目的とする。

海域の調査は、既往の文献や音波探査記録等を検討し、調査対象海域の地形、地質・地質構造等を踏まえ、音源及び探査方法の仕様、測線の配置等を適切に策定し、海底地形調査、海上音波探査等を実施する。また、必要に応じて、海上ボーリング等によって試料採取を行い、海底の地層を直接確認するとともに、堆積年代を把握する。

#### 【解説】

##### ① 海底地形調査

海底地形調査では、調査地域の特性に応じ十分な精度を有する測深調査等により詳細な海底地形図を作成する。

なお、海域では、陸域のような詳細な地形データを得ることは困難であるが、調査船による海底地形調査データにより、大局的な地形判読（変動地形学的調査）は可能である。地形判読については、必要に応じて、陸域の調査における「2.2.2.2.1 変動地形学的調査」を参照することができる。

測深調査には、船が航行しながら直下に向けて音波を発振し、海底からの反射波を連続的に受振するシングルビーム音響測深、船の左右に指向角が広く前後方向に指向角の狭い音波を発振して、船の真下の水深だけでなく船の左右方向の水深までを一度に測量するマルチビーム音響測深等がある。船が入れないような極浅海域においては、海象条件の影響を受けない、航空レーザー測深による海底地形調査が実用化されている。また、サイドスキャンソナーによる調査では、底質の種類や、露岩域において地質構造が把握できる場合がある。

なお、広域的に参照することのできる海底地形データとして、「日本周辺の 500m メッシュ海底地形データ（J-EGG500）」（海上保安庁）<sup>(2.2.2-19)</sup> や「海底地形デジタルデータ（M7000, M5000 シリーズ）」（一般財団法人日本水路協会）<sup>(2.2.2-20)</sup> 等がある。

また、沿岸域においては、「1 万分の 1 及び 5 万分の 1 沿岸の海の基本図」（海上保安庁）が利用できる。

##### ② 海上音波探査

音波探査記録には、後期更新世以降の断層の活動の有無を評価するために後期更新世以降の地層の分布・構造が明瞭であることが求められる。このため、海上音波探査においては、浅部から深部への変位・変形の累積性の確認ができるよう分解能及び S/N 比の高いデータを得ることが重要である。

海上音波探査の実施に当たっては、その可探深度や音波探査記録の分解能が、装置の仕様（音源、測定方法等）や調査地点の地質等に影響されることから、必要に応じて複数の方法を併用することが望ましい。

なお、他機関のデータが利用可能な場合は、必要に応じてデータの入手、再解析を行い、事業者独自の調査の必要性を検討することも有用であり、広域的に参照できる海上音波探査のデータ等として、「海域地質構造データベース」（2019年、地質調査総合センター）(2.2.2-21) 等がある。

音波探査記録の反射パターンからの地質の解釈については、海洋調査協会（1988）(2.2.2-22) 等が参考にできる。

海上音波探査の仕様の例を解表 2.2.2.3-1 に、海上音波探査の測線配置の例を解図 2.2.2.3-1 に、音波探査記録の反射パターンによる地層の解釈の例を解表 2.2.2.3-2 に、海上音波探査の解釈例を解図 2.2.2.3-2 に示す。

### ③ 海底試料採取

地層の構成物については、音波探査記録の反射パターンからある程度は推定されるが、堆積年代については、直接確認することはできない。音波探査により区分した音響層序に対応する地層の年代を確認するためには、海上ボーリング等による試料採取を行い、採取した試料について年代測定等を行うことにより、地層の対比・編年を行うことが望ましい。

なお、海域では、陸域のような露頭データを得ることは困難であるが、海底試料採取（海上ボーリング調査含む）により、地質学的なデータを得ることができる。採取した試料の調査、分析や解釈については、陸域の調査の「2.2.2.2.2 地質調査」を参照することができる。

試料採取方法としては海上ボーリング、ピストンコアボーリング、ドレッジ等があり、対象とする地層及び調査実施箇所の状況に応じて適切な方法を選択しなければならない。

### ④ その他地球物理学的調査

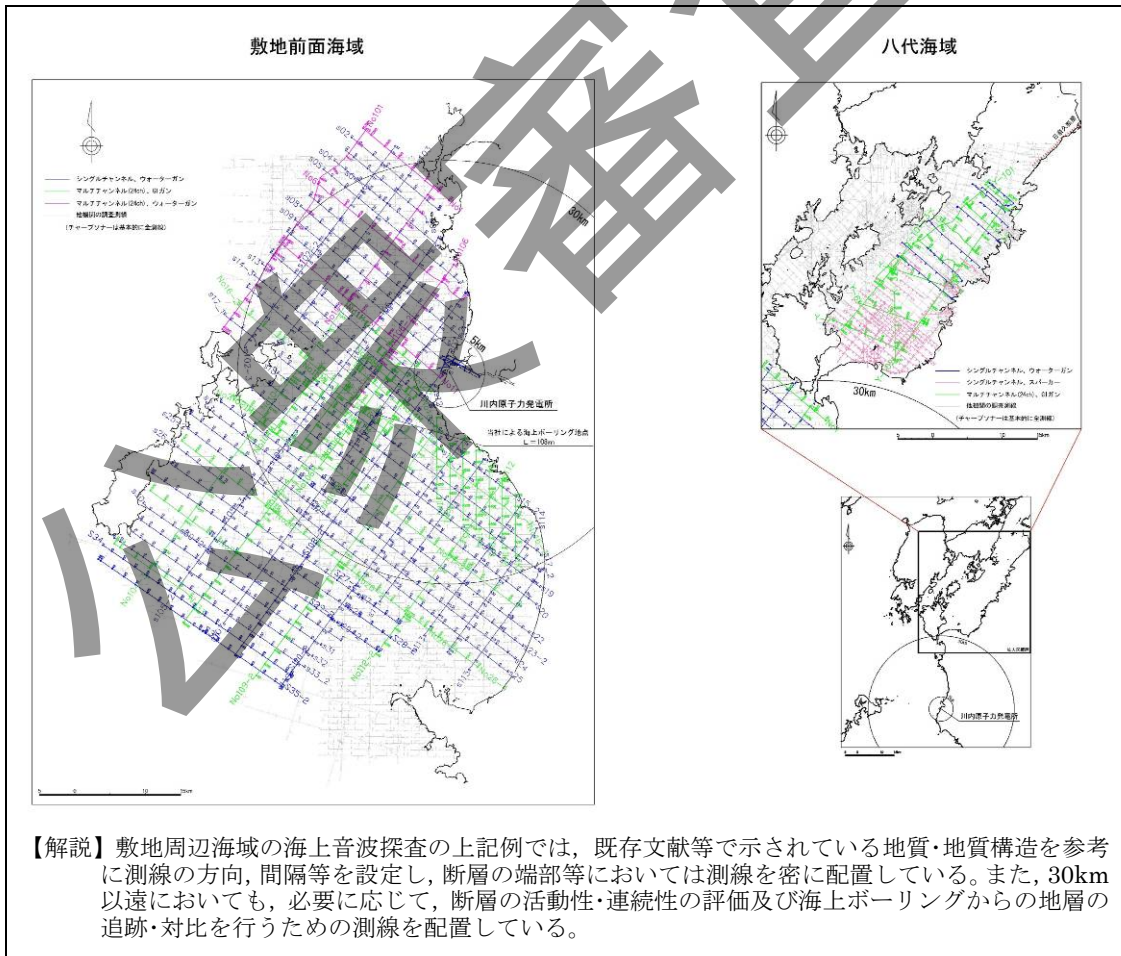
海上音波探査（反射法地震探査）以外の地球物理学的調査として、屈折法地震探査、重力探査、磁気探査、電磁探査等がある。これらの調査は、調査船や空中からの調査も可能であり、詳細は陸域の調査の「2.2.2.2.3 地球物理学的調査」に準ずる。



解表 2.2.2.3-1 海上音波探査の仕様の例(2.1.1-2)

原千力地点	川内原千力発電所				
	表層探査	シングルチャンネル音波探査	シングルチャンネル音波探査(八代海)	マルチチャンネル音波探査(北瀬海)	マルチチャンネル音波探査(南瀬海/八代海)
探査方式	A層対象	水深下約300~500m	水深下約200m	水深下約300m	水深下約1000m
深度範囲					
発振部	音源	チャープソナー	ウォーターガン19cbl	スパーカー	ウォーターガン19cbl
	発振エネルギー	2kw (0.5~10kHz)	約2500J	約340J	約2500J
	発振周波数	3.5kHz	50~500Hz	0.1~1.2kHz	50~500Hz
	音源深度	4m	2.5m	0.5m	5m
	発振距離	約1.5m	約3m	約1.5m	12.5m
受信部	受信器タイプ・素子数	トランスデューサー4個	8素子	8素子	12.5m間隔 8素子/ch
	チャンネル数	1ch	1ch	1ch	24ch
	チャンネル間隔	-	-	-	12.5m
	受信器の深度	4m	1.5m	0.5m	5m
収録記録	収録時間	海底下0.1sec	1sec(デレイ)	0.4sec	2sec
	サンプリング間隔	0.05msec	0.5msec	0.25msec	1msec
	サンプリング周波数	20kHz	2000Hz	4000Hz	1000Hz
データ処理	サンプリング間隔	0.05msec	0.5msec	0.25msec	1msec
	重合数	-	-	-	12重合
測位	DGPS				
調査船の船速	約4.0ノット		約3.5ノット		

**【解説】** 敷地周辺海域の海上音波探査の上記例では、主に大局的な地質・地質構造の把握を目的とした比較的高出力の音源を用いたマルチチャンネル音波探査、断層の活動性評価を目的とした浅部における鮮明なデータの取得が可能な高分解能な高周波の音源を用いたシングルチャンネル音波探査を実施し、調査地点の地質等を考慮し、音源等の仕様を決定している。



解図 2.2.2.3-1 海上音波探査の測線配置の例(2.1.1-2)

解表 2.2.2.3-2 海上音波探査の反射パターンと地質構造の解釈の例(2.2.2-22 を一部編集)

パターン	解 釈	
連続性の良い反射面	連続した境界面	不整合面, 地層面
連続性の良い線の集合	成層状態	粘性土主体の成層互層
断続的な反射波	境界層の側方変化	側方層相変化, 指交堆積構造
断続的な反射波で乱れた 線模様	内部構造の乱れた 堆積状態	クロスラミナ, 砂州状堆積物, 乱堆積, タービダイト
線模様は形成せず点の集 合	面的構造が無く, 均質物性	ある程度厚い均質粘土層, 均質砂層
双曲線模様	硬い反射体	断層, 貫入岩, 埋没谷
双曲線の集合	非常に硬い境界	礫層の上面, 古期岩類との境 界, 不整合面
線の分岐	境界面の分岐	不整合面, 地層の薄化, 層相変化, 指交堆積構造
白っぽく無反射	均質物性	ある程度厚い均質粘土層, 均質砂層, 音響基盤
垂直変位を伴う線の切断	層の垂直的ズレ	断層による垂直的ズレ
垂直変位を伴う線の切断	断層による	断層による境界



### 2.2.3 調査結果に基づく評価

地質・地質構造に関する調査結果に基づく評価項目は、以下のとおり。

- (1) 地質・地質構造
- (2) 震源として考慮する活断層
- (3) 地震活動に伴って永久変位が生じる断層及び地すべり面

#### 2.2.3.1 地質・地質構造

調査範囲内に分布する地層を区分し、各層の水平方向及び鉛直方向の分布・連続性について検討するとともに、それらの地層の構成岩種、岩相、層序及び地質時代並びに地層の走向・傾斜、褶曲構造及び断層の有無、位置、性状等を明らかにする。

#### 【解説】

地層や地形面の形成時代は、断層等の活動性の評価にあたり重要な指標となる。新規制基準では、後期更新世以降（約 12～13 万年前以降）の活動が否定できないものを「将来活動する可能性のある断層等」としているため、特に、約 12～13 万年前の地層や地形面の判定が重要である。

約 12～13 万年前は、最終間氷期の最高海面期である、海洋酸素同位体ステージ (MIS) 5e に該当する。最終間氷期とは、底生有孔虫の殻に含まれる酸素同位体  $^{18}\text{O}$  と  $^{16}\text{O}$  の割合 ( $\delta^{18}\text{O}$  値) を用いた編年である海洋酸素同位体ステージ (MIS) 5a～5e に相当する高海水準期の時代をいう (2.2.3-1)。

地層や地形面の形成年代特定的手段として、火山灰や段丘面の対比による手法が有効である。例えば、洞爺 (Toya)、三瓶本次 (SK)、阿多 (Ata)、御岳第 1 (On-Pm1)、鬼界葛原 (K-Tz)、阿蘇 4 (Aso-4) 等の最終間氷期に降下した広域火山灰や、南関東に分布する下末吉、小原台、三崎等の中位段丘面に対比される段丘面やその構成層は、活断層の認定に当たって、最終間氷期を示す基準面や地層として利用することができる。

後期更新世より古い時代に形成された段丘面や地層の形成年代については、海洋酸素同位体ステージ 7, 9, 11 の温暖期 (高海水準期) に対応づけられることが望まれる。阿多鳥浜テフラ (23 万年前～25 万年前) や加久藤テフラ (約 30 万年前) といった火山灰を利用する方法や、微化石分析 (花粉、珪藻、有孔虫、貝形虫等) や化学分析から古環境変遷を明らかにし、上記の温暖期 (高海水準期) と対応づける方法等がある。

広域火山灰と第四紀海成層の層序・編年については、町田洋、新井房夫 (2011) (2.2.3-1) が、海成段丘の編年については、小池一之、町田洋 (2001) (2.2.3-2) が参照できる。

広域火山灰と第四紀海成層の層序・編年図の例を解図 2.2.3.1-1 に示す。また、段丘面の区分及び形成時代、段丘堆積物の堆積時代の検討に当たっては、段丘面の開析の程度、海面や現河床からの比高差や赤色土分布等も参考とすることができる。

海域における地質層序区分・地層の編年に際しては、以下の各事項に留意することが望ましい。

- ① 地層境界を示す海上音波探査の反射面を連続的に追跡していること。
- ② 反射面の有無や形状の特徴を考慮した層序区分を行っていること。
- ③ 区分された地層の編年については、ボーリングデータやシーケンス層序学的な地層区分に基づき、既存資料との対比を踏まえ、検討を行っていること。
- ④ ボーリングデータ等に基づく層序対比の検討では、ボーリングデータによる地層区分と反射パターンとの対比を行っていること。
- ⑤ 火山灰や微化石の分析等により、地層の堆積時代を検討していること。この際、再堆積の可能性等について十分検討していること。
- ⑥ 地質層序区分の検討に際しては、陸域と海域との整合性を確認していること。

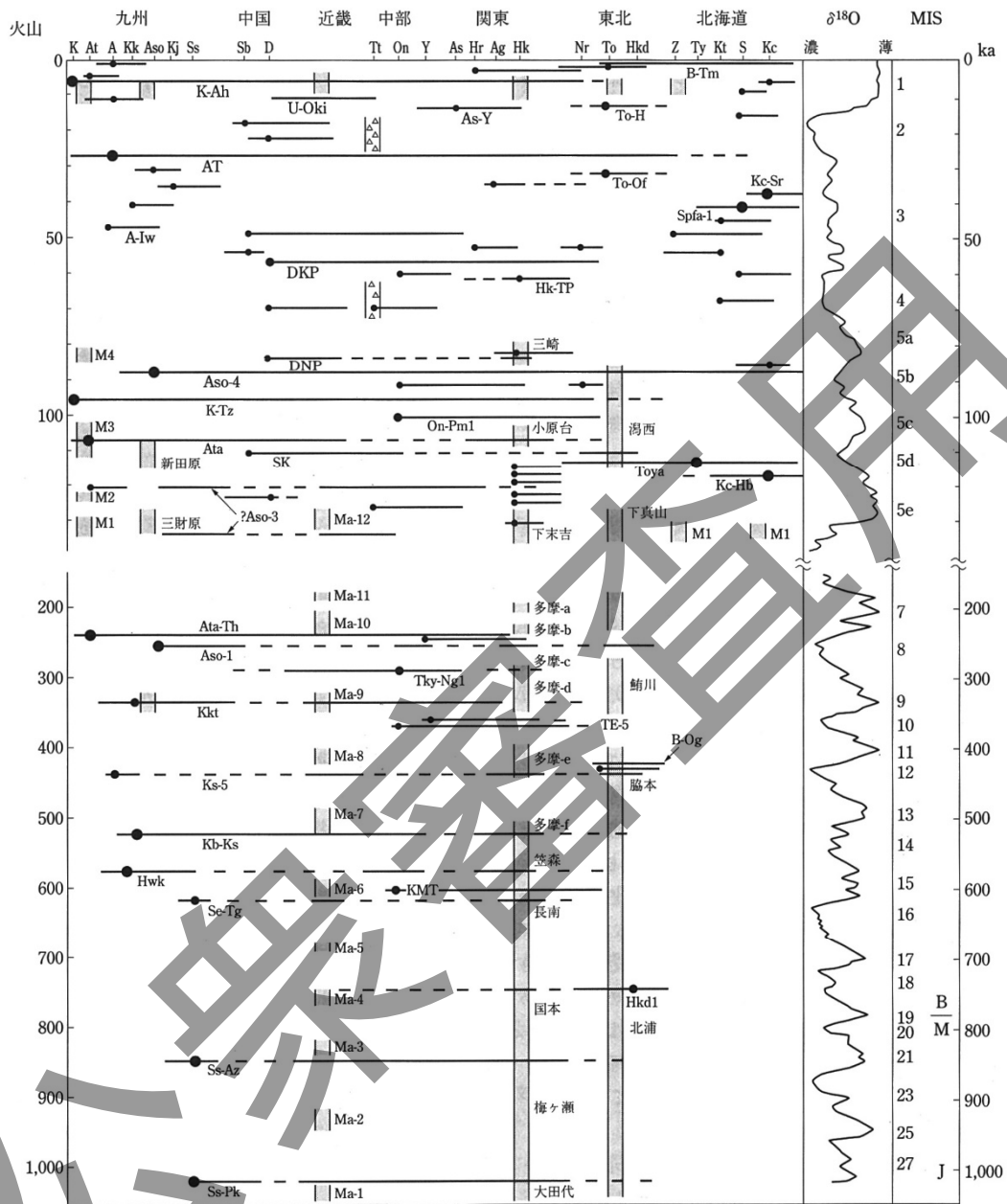


図10 過去約100万年間の日本地域の主な広域テフラと第四紀海成層の層序・編年図。[Machida (1999)を補訂]

テフラ略号は第II編参照。網掛けのコラムは海成層と海成段丘、△印の入るコラムは氷成層。

火山名：K 鬼界, At 阿多, A 始良, Kk 加久藤・霧島, Aso 阿蘇, Kj 九重, Ss 猪牟田, Sb 三瓶, D 大山, Tt 立山, On 御嶽, Y 八ヶ岳, As 浅間, Hr 榛名, Ag 赤城, Hk 箱根, Nr 鳴子, To 十和田, Hkd 八甲田, Z 銭亀, Ty 洞爺, Kt クッタラ, S 支笏, Kc クッチャロ。

B/M ブリュンネ・マツヤマ地磁気境界, J ハラミヨサブクロン。

解図 2.2.3.1-1 広域火山灰と第四紀海成層の層序・編年図の例(2.2.3-1)

### 2.2.3.2 震源として考慮する活断層

「1.2.2.1 内陸地殻内地震」にて考慮すべき活断層の評価にあたっては、活動性、位置、長さあるいは単位変位量を把握し、必要に応じて、弾性波探査等の地球物理学的知見を参考に、分布形状等について検討しなければならない。

#### 【解説】

活断層の地表への出現や活断層が活動した痕跡の残存に関わる要因には地域差がある。例えば、活断層の累積変位量が小さい場合、成熟度が低い場合、上部に火山岩、堆積層が厚く分布する場合には、詳細な地表調査によっても活断層の全容を把握することが困難な可能性がある。よって、活断層の累積変位量、成熟度や変位センス、火山岩・堆積層の分布状況等に基づき、地震学・変動地形学・地質学上の地域性について検討した上で、震源として考慮する活断層の評価を行う必要がある。

なお、火山地域において、測地学的・地質学的・地震学的にひずみの集中が推定され、かつ長大な活断層の延長部や脊梁山地周辺の山地－平野・盆地境界であるなど、活断層が推定される地域特性を有するにも関わらず、火山噴出物や大規模な地すべりの影響により、断層変位地形の判読が困難な場合がある。このような場合には、活断層の見落としを防ぐために、河成段丘の比高に基づく隆起量の急変部やブロードな変形、急傾斜を伴う撓曲帯の有無等に注目して、慎重な評価を行うことが重要である。(付属書 2.1 参照)

#### (1) 断層の活動性の評価

活断層としては、後期更新世以降（約 12～13 万年前以降）の活動の可能性のある断層を取り扱う。断層の活動性については、上載地層の変位・変形の有無により評価することを基本とするが、断層近傍の地形・地質の状況、断層の性状等により総合的に判断することとなる。

変動地形学的調査により、後期更新世以降の活動の可能性が推定される場合は、他の手法の調査結果も考慮し、慎重に判断を行う必要がある。

#### 【解説】

断層により変位又は変形を受けていない地層又は変位基準の形成時代のうち、少なくとも最も古い時代以降、当該断層はその地点においては活動していないとして評価する。評価においては、複数の地形面又は連続的な地層で判断するのが望ましい。

新規基準では、将来活動する可能性のある断層等として、「後期更新世以降（約 12～13 万年前以降）の活動が否定できないもの」と規定された。これに伴い、本技術基準（JEAG4601-2020）でも、後期更新世以降、すなわち約 12～13 万年前<sup>(注)</sup>以降を活動性評価の基準としている。この基準は、Inoue et al.(2001)<sup>(2.2.3-3)</sup>による、国内のトレンチ調査等からは日本の活断層で 5 万年より活動間隔の長い断層は認められないとの知見に照らし安全側の設定となっている。

(注) 最終間氷期のうち、高海水準のピークである MIS5e に該当

約 12～13 万年前の地形面又は地層が存在しない等、後期更新世以降の活動性が判断できない場合には、後期更新世より古い時代の地層・地形面が変位基準となる可能性がある。また、TT 法（河川段丘の比高に基づく隆起量の推定法、参考資料 2.1）による隆起量の急変部やブロードな変形帯・撓曲帯の有無、下記のような断層破碎部の性状等について詳細に検討した上で、活動性を慎重に判断する必要がある。

ブロック試料、研磨片・薄片試料等を用いた条線や断層ガウジの複合面構造の観察から推定される最新の断層の変位方向と、現在の広域応力場から想定される断層運動との整合性から活動時期を検討できる場合がある。また、断層面と鉱物脈又は貫入岩等との接触関係を解析することにより最新活動時期を検討できる場合がある。このほか、断層破碎物質を用いた（粘土）鉱物分析、電子顕微鏡観察等を実施し、粘土鉱物の晶出環境等を勘案して、断層の活動性を検討できる場合がある。

なお、これらの手法を用いる場合には、分析試料の選定プロセスや断層破碎帯の最新活断面の認定には十分な留意が必要である。断層破碎帯から採取した試料による詳細調査の例を解図 2.2.3.2-1 に示す。

また、小規模な断層群の、断層の走向・傾斜、条線の方法や変位センス（断層スリップデータと呼ぶ）から、応力をインバージョンで求めることで、断層が活動した時代の応力場を推定する手法として、小断層解析がある。小断層解析から得られた応力場と現在の応力場との関係から、断層の活動性の解釈に資するデータを得ることができる。さらに、複数の応力場が推定されるようなケースでは、多重逆解法<sup>(2.2.3-4)</sup>が開発されており、過去の複数の応力場を推定することが可能である。さらに、小断層群の切り切られの関係から、各小断層群の形成順序が分かれば、過去の応力場の変遷も把握することができる。（参考資料 2.4）





## (2) 活断層の長さの評価

地震規模を想定する場合に用いる活断層の長さは、地表あるいは地下浅部に存在する活断層の分布等を基に適切に評価しなければならない。

沖積層や火山噴出物が厚く分布したり、大規模な地すべりが密集すること等により、活断層の存否や性状が明瞭でない場合には、近傍の地形・地質の状況を考慮し、必要に応じて、弾性波探査等の地球物理学的知見を参考に慎重に評価しなければならない。

長大な活断層あるいは複数の活断層が近距離に断続して分布する場合には、対象とする活断層の活動性、地質構造との関連、セグメント区分及びグルーピングの適切な判断に基づき、評価すべき長さを決定しなければならない。

### 【解説】

耐震設計において地震規模を想定する場合に用いる活断層の長さは、後期更新世以降の活動がないとする根拠のある地点を端点とし適切に評価するものとする。活断層から震源断層の規模を想定する際には、端部を短く見積もってしまうことのないよう、十分に留意する必要がある。

複数の連続して分布する活断層や近接して分岐、並走する複数の活断層が連動又は同時活動して、より規模の大きな地震を引き起こすことがあるため、これを起震断層と称し、適切に設定する必要がある。また、長大な活断層については、一括放出型地震（起震断層全体の活動による地震）と分割放出型地震（起震断層を構成する一部の活断層の活動による地震）の両方の地震タイプがあるため、敷地への影響の観点から、セグメント（起震断層を構成する個々の活断層）として適切に区分する必要がある。

セグメント区分、起震断層の設定に当たっては、既存文献調査、変動地形学的調査、地質調査、地球物理学的調査等の結果に基づき、地形発達過程、地質構造、活断層の三次元的な相互の位置関係、活動履歴や変位量分布、過去及び現在の地震活動の特徴等を総合して設定する。

具体的には、

- ① 断層の分布状況
  - ・断層の走向・変位センスの差異
  - ・当該断層を横切る別の断層の有無
- ② 地形発達過程
  - ・活動履歴、平均変位速度、単位変位量等、活動性の差異
- ③ 地下深部での幾何学的位置関係
  - ・断層傾斜角の差異（地下で「ハ」の字の分布となり離れていく等）
  - ・重力異常等による地下構造の差異
- ④ 断層末端部を示唆する現象
  - ・断層が分岐する。

・累積変位量が小さくなる。

⑤ 断層間相互作用

・動力学や $\Delta$ CFFによる観点から連動しにくい幾何学的位置関係にある（例えば、King et al.(1994)<sup>(2.2.3-5)</sup>、橋本、他(2002)<sup>(2.2.3-6)</sup>、Freed(2005)<sup>(2.2.3-7)</sup>、Toda et al.(2011)<sup>(2.2.3-8)</sup>等）。

セグメント区分、起震断層の設定に関する文献としては、松田(1990)<sup>(2.2.3-9)</sup>、中田、他(1998)<sup>(2.2.3-10)</sup>、社団法人土木学会 原子力土木委員会 断層活動性分科会(2004)<sup>(2.1.1-5)</sup>、Wesnousky(2008)<sup>(2.2.3-11)</sup>、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)<sup>(2.2.3-12)</sup>、活断層データベース(地質調査総合センター)<sup>(2.2.2-4)</sup>等があり、参考にすることができる。

**(3) 活断層の単位変位量の評価**

活断層の単位変位量は、トレンチ調査結果等を用いて適切に評価する。なお、トレンチ調査等に当たっては、活断層の変位様式や調査位置について留意する必要がある。

**【解説】**

活断層の単位変位量が、当該活断層全体の過去の活動を代表している箇所であらうか否か、あるいは断層変位以外の要因を含んでいる可能性がないか否か等について慎重に検討する必要がある。また、地表で求められる単位変位量と地震規模に関わる震源断層の単位変位量との関係についても留意が必要である。

地震規模を単位変位量から経験式により想定する場合には、経験式により、縦ずれ又は横ずれ、あるいは斜めずれを用いることがあるので、経験式に応じた単位変位量を用いることに留意する必要がある。

**2.2.3.3 地震活動に伴って永久変位が生じる断層及び地すべり面**

耐震重要施設等の設置地盤においては、震源として考慮する活断層に加えて、地震活動に伴って永久変位が生じる断層、基礎地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面の存否や性状等を明らかにしなければならない。

**【解説】**

地震活動に伴って永久変位が生じる断層や地すべり面については、耐震重要施設等の設置地盤にこれらの露頭がないことを確認する。また、必要に応じて基礎地盤の安定性の観点から施設等への影響を検討するとし、その安定性評価については、「第3章 基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価」で述べる。

なお、活動性の評価については、前述の震源として考慮する活断層と同様である。

#### 2.2.4 表示の様式

敷地周辺の調査の結果は、次の図に表示する。

- ① 敷地から少なくとも半径 30km の範囲の原縮尺 1/20 万以上の地質図
- ② 敷地から少なくとも半径 30km の範囲の原縮尺 1/20 万以上のリニアメント・変動地形の分布図
- ③ その他、地質・地質構造に関する評価に必要な図面

なお、敷地から半径 30km の範囲を超えて敷地に影響を与えることが予想される活断層が存在する場合には、当該活断層に関する資料を含む。

敷地近傍の調査結果は、次の図に表示する。

- ① 敷地から少なくとも半径 5km の範囲の原縮尺 1/25,000 以上の地質図
- ② 敷地から少なくとも半径 5km の範囲の原縮尺 1/25,000 以上のリニアメント・変動地形の分布図
- ③ その他、地質・地質構造等に関する評価に必要な図面

なお、敷地近傍の地質・地質構造は敷地周辺調査で得られたそれらと整合したものでなければならない。また、それぞれの陸域の調査結果と海域の調査結果は、整合したものでなければならない。

敷地内の調査結果は、次の図に表示する。

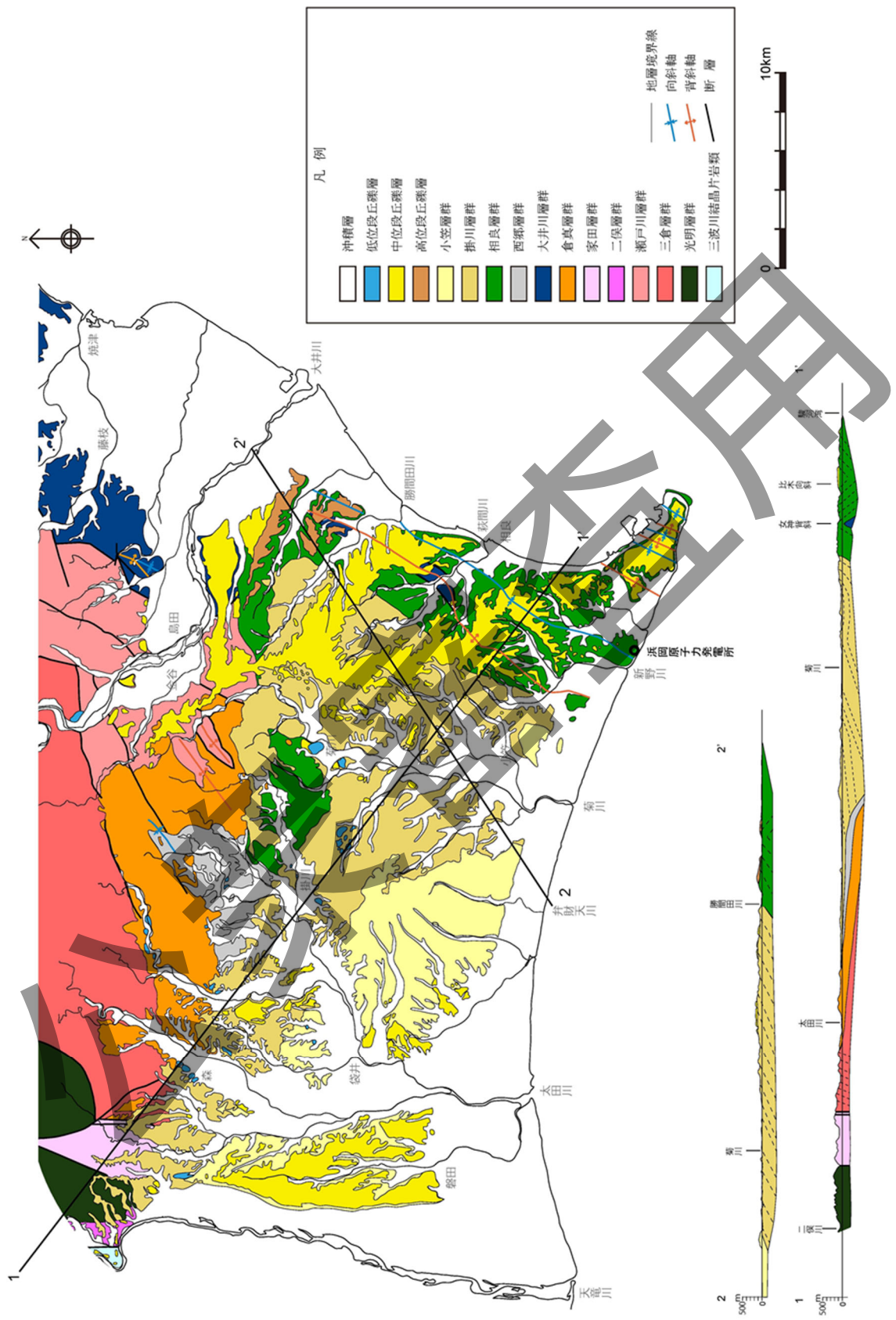
- ① 敷地内の原子炉建屋予定位置から少なくとも半径 1km の範囲の原縮尺 1/5,000 以上の地質平面図及び直交 2 方向又はこれに準じる方向の鉛直地質断面図
- ② その他、地質・地質構造等に関する評価に必要な図面

なお、地質断面の方向は、敷地近傍の地質構造及び原子炉建屋の配置計画を考慮し、適切に選択しなければならない。また、敷地内の地質・地質構造は、敷地近傍の地質・地質構造と整合したものでなければならない。

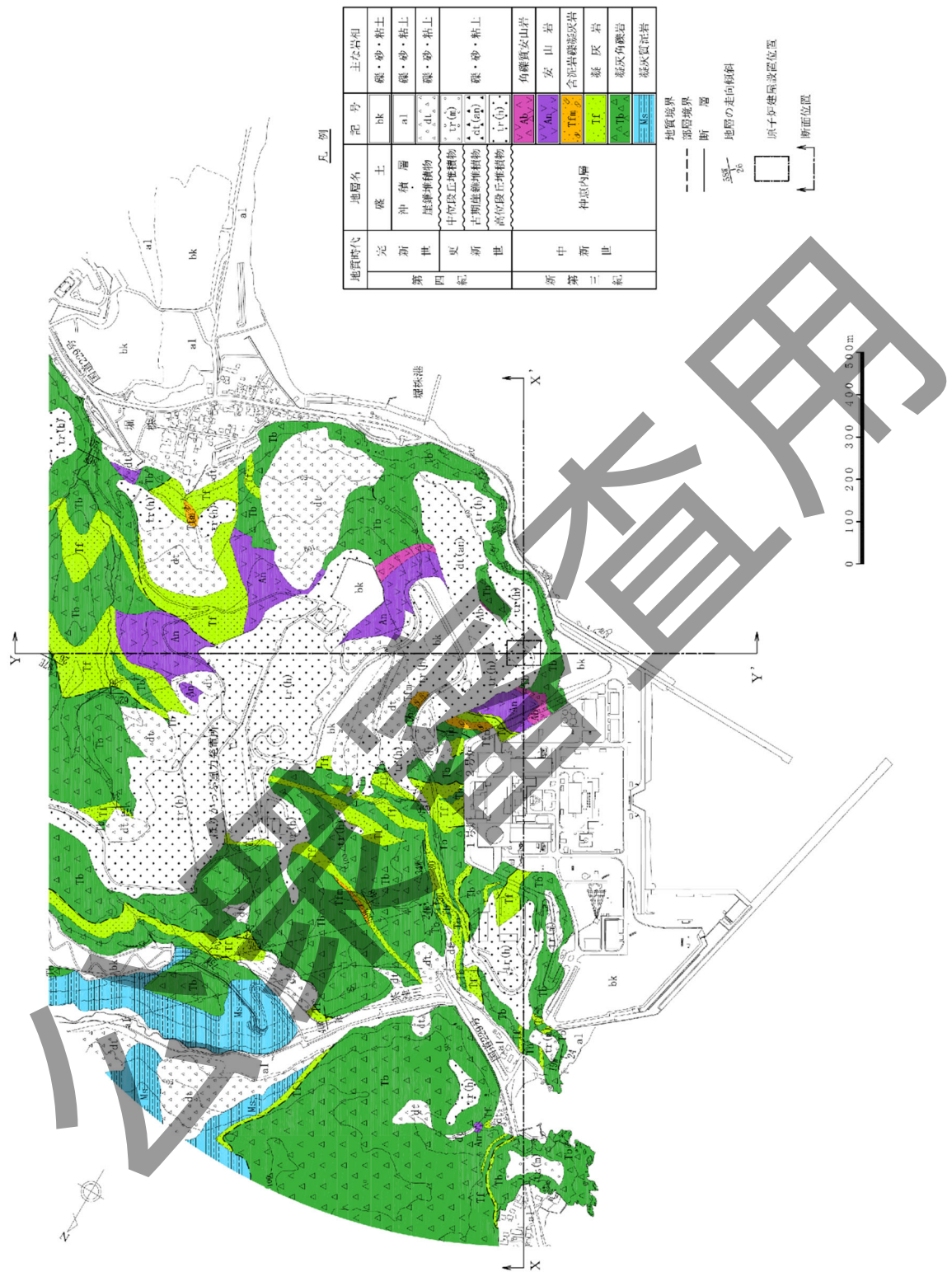
#### 【解 説】

敷地周辺の地質図の例を解図 2.2.4-1 に示す。

敷地内の地質平面図の例を解図 2.2.4-2、敷地内の鉛直地質断面図の例を解図 2.2.4-3 に示す。



解図 2.2.4-1 敷地周辺の地質図の例



解図 2.2.4-2 敷地内の地質平面図の例



## 2.3 基礎地盤及び周辺斜面に関する調査

本節は、基礎地盤及び周辺斜面に関する調査として、調査範囲の設定、調査の方法、調査結果に基づく評価及び表示の様式について示す。

### 【解説】

基礎地盤及び周辺斜面に関する調査の目的は、基礎地盤及び周辺斜面の詳細な地質分布、地質構造及び岩盤等級区分を把握し、さらに安定性評価上必要な地盤の物性に関する基礎資料を得ることである。

### 2.3.1 調査範囲の設定

基礎地盤及び周辺斜面に関する調査の範囲は地質構造及び安定性評価に必要な範囲を考慮して、適切に設定する。

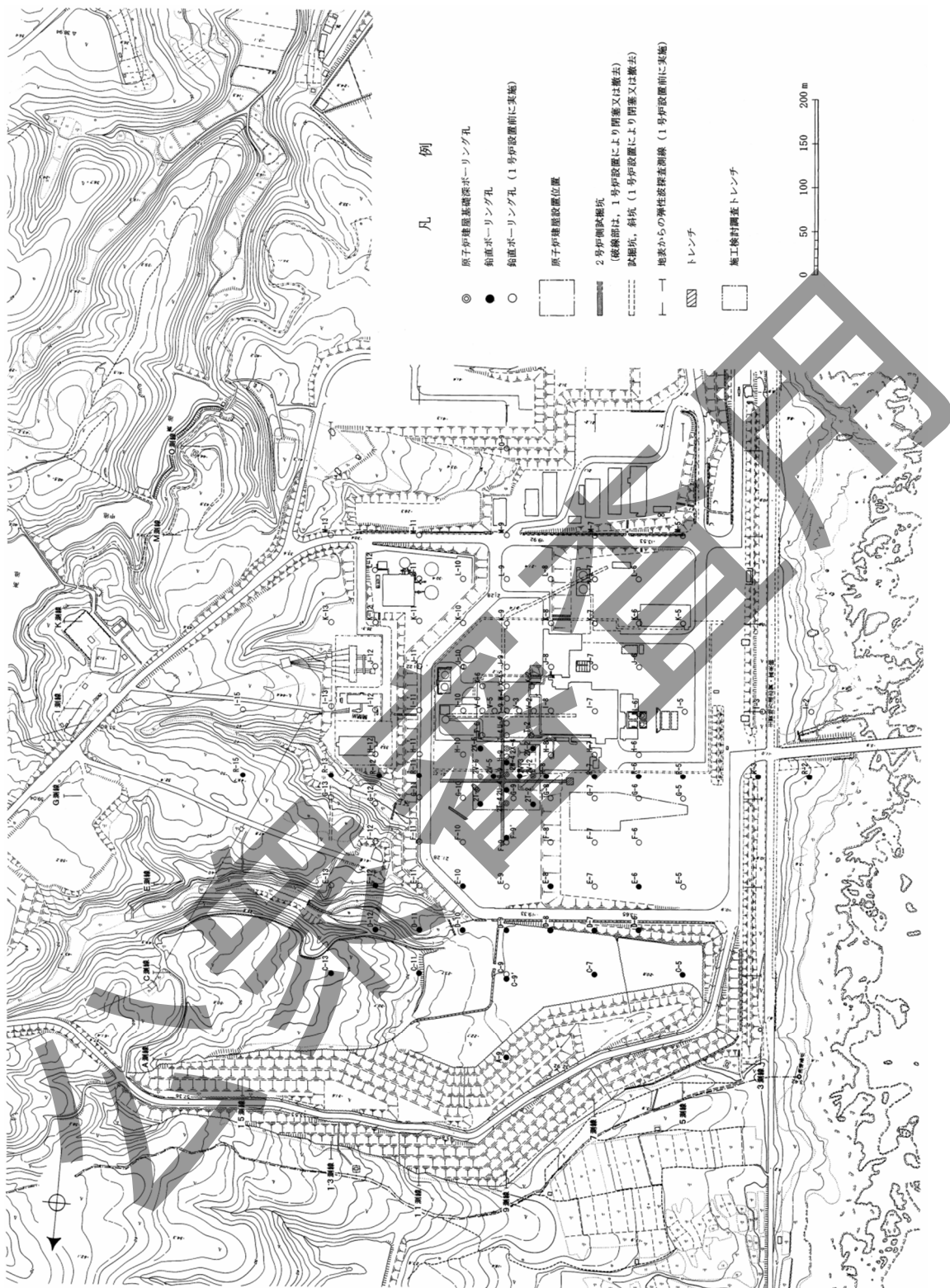
### 2.3.2 調査の方法

基礎地盤及び周辺斜面の地盤の物性に関する基礎資料を得るため、地表地質調査、ボーリング調査、地下水に関する調査、原位置試験、室内試験等を実施する。また、原子炉建屋予定地については、さらに試掘坑調査を実施する。

### 【解説】

基礎地盤及び周辺斜面の調査の例を解図 2.3.2-1 に示す。





解図 2.3.2-1 基礎地盤及び周辺斜面の調査の例

### 2.3.2.1 地表地質調査

地表地質調査では、次のような項目について調査する。

- (1) 岩石等の種類，地質時代及び分布
- (2) 岩石等の風化・変質の状況
- (3) 弱層の分布，規模，性状
- (4) 節理等の分布，規模，性状

#### 【解説】

地表地質調査の目的は，基礎地盤及び周辺斜面の詳細な地表地質データを収集し，基礎地盤及び周辺斜面に関する調査全体の方針を検討するための基礎データを得ることである。

- (3)，(4) 地層や岩盤中に確認される不連続面には，弱層（断層，シーム等）及び節理等（節理，片理，層理面や貫入面等の地層境界）がある。

なお，シームとは，厚い地層中に挟まれる薄い層をいい，層理や節理，断層に沿う粘土層を指すことが多い。

### 2.3.2.2 ボーリング調査

基礎地盤及び周辺斜面のボーリング調査の範囲は，当該箇所の地質・地質構造を合理的に解明できるように，適切に設定する。

ボーリング調査では，複数地点の調査結果から，岩石等の種類，風化や変質の状況，弱層・節理等の分布・性状，地層や弱層の連続性，岩質，岩盤等級区分，コアの採取状況，地下水の状況，削孔状況等を明らかにする。

ボーリング調査の結果は，適切な縮尺のボーリング柱状図にまとめ，また，コア写真を撮影する。

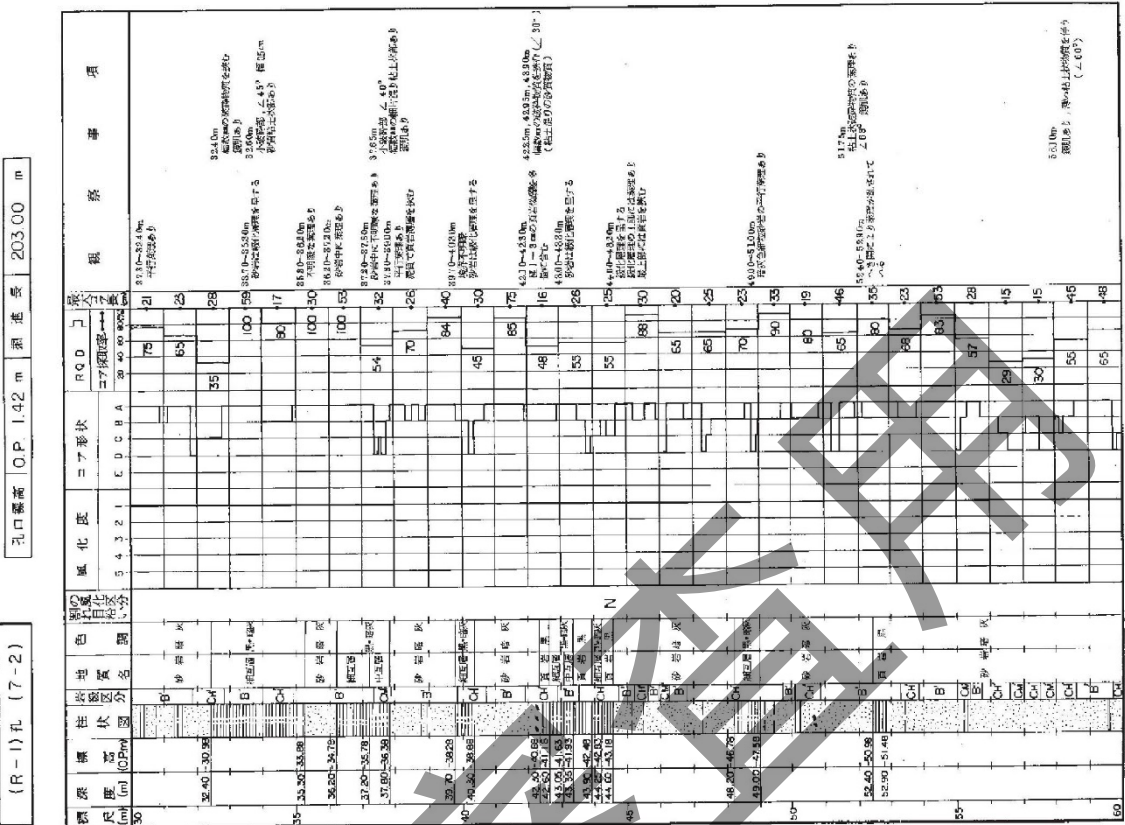
#### 【解説】

ボーリング調査の目的は，基礎地盤及び周辺斜面の地質・地質構造の把握及び地盤の分類に資することである。

基礎地盤及び周辺斜面のボーリング調査によって明らかにする範囲は，安定性評価上必要とされる調査範囲を考慮して定める。

地質構造が複雑な場合には，必要に応じて，カメラや超音波を用いた孔壁画像撮影を実施することにより，断層やシーム等の弱面，節理，片理，層理面や貫入面等の地層境界の走向・傾斜を直接計測することができる。

ボーリング柱状図の例を解図 2.3.2.2-1 に示す。



砂質土の風化区分基準

区分	色	説明
1	黄褐色	新鮮である。 ハンマの痕跡で十分な全風化を示す。腐敗で変質する。
2	灰白色	ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。腐敗で変質する。
3	灰白色	ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。腐敗で変質する。
4	黄褐色	ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。腐敗で変質する。
5	黄褐色	ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。腐敗で変質する。

土質の風化区分基準

区分	色	説明
1	黄褐色	新鮮である。 ハンマの痕跡で十分な全風化を示す。
2	灰白色	ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。腐敗で変質する。
3	灰白色	ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。腐敗で変質する。
4	黄褐色	ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。腐敗で変質する。
5	黄褐色	ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。腐敗で変質する。

砂質土の風化区分基準

区分	色	説明
I	黄褐色	新鮮である。 ハンマの痕跡で十分な全風化を示す。
II	灰白色	ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。腐敗で変質する。
III	灰白色	ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、灰白色の境界線が認められる。腐敗で変質する。
IV	黄褐色	ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。 ハンマの痕跡に認められ、黄褐色の境界線が認められる。腐敗で変質する。

土質記号

盛土	有機質土	粘土	シルト	砂	砂礫	貝殻混じり	粘土混じり	シルト混じり	砂混じり	礫混じり
白亜系	ジュラ系	砂岩	頁岩	絹互層	中互層	頁岩礫層	破砕部	層面に平行	層面に斜交	再固結

(見かけの厚さ30cm以上) (見かけの厚さ30cm未満)

解図 2.3.2.2-1 ボーリング柱状図の例

### (1) 原子炉建屋予定地ボーリング

原子炉建屋予定地においては、少なくとも5本のオールコアボーリングを実施する。これらの深度及び配置は、原子炉建屋予定地直下の地質・地質構造、弾性波速度構造等を合理的に解明できるように定める。

なお、原子炉建屋予定地のオールコアボーリングのうち、少なくとも1本では、原子炉建屋予定地直下における解放基盤表面相当の深度から基礎底面までの弾性波速度構造を明らかにする。

#### 【解説】

原子炉建屋予定地のボーリング調査によって解明すべき深さは、安定性評価上必要とされる調査範囲を考慮し、基礎予定面より下方に建屋底面幅の1.5～2倍に相当する深さを下回らないことを目安とする。

### (2) 原子炉建屋予定地周辺グリッドボーリング

原子炉建屋予定地周辺の場合、ボーリングは、原則として調査範囲内に設定したグリッド上で実施するものとする。

グリッド間隔は建物・構築物基礎周辺における地質構造、岩石分布、岩質等を把握するために一般的に40～50mが適当であるが、地質・地質構造が比較的単純である場合は広めにとることができる。

#### 【解説】

原子炉建屋予定地周辺グリッドボーリング調査の幅は安定性評価上必要とされる調査範囲を考慮し、建屋基礎中心から建屋底面幅の2.5倍程度に相当する幅を下回らないことを目安とする。

地質・地質構造、岩質等が複雑な場合、あるいは岩石の種類が多様の場合、より多くの掘削本数を要することがある。

### (3) 原子炉建屋以外の耐震重要施設等予定地のボーリング

原子炉建屋以外の耐震重要施設等においても、施設等の規模や形態に応じて、設置地盤の地質・地質構造が十分解明できるよう、適切な調査範囲、調査密度及び調査深度を確保する。

#### 【解説】

原子炉建屋以外の耐震重要施設等には、建屋のような構造物以外にも、長尺の施設（防波堤、防潮堤や取水路等）も含まれるため、施設の規模や形態に応じて、断層等の分

布を含む精度の高い地質・地質構造を把握するために、ボーリング調査の範囲、調査密度及び調査深度を適切に設定し、十分な調査を行う。

#### 2.3.2.3 試掘坑調査

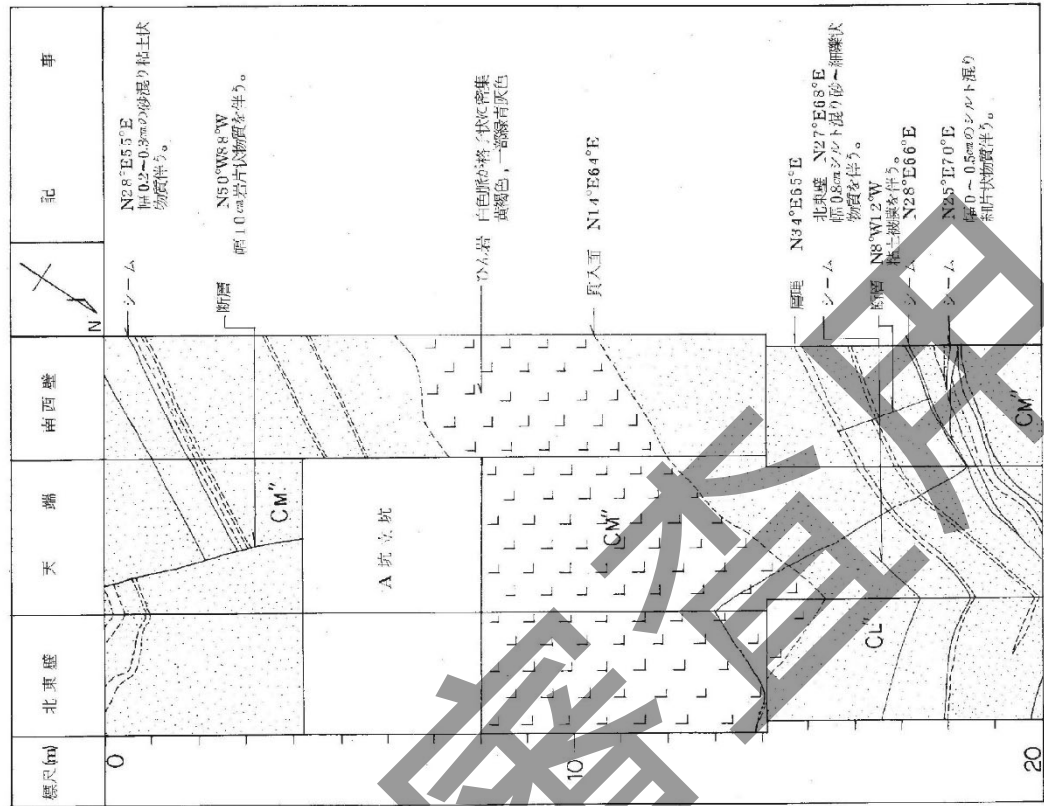
試掘坑は、原則として原子炉建屋基礎底面上部で互いに直交する横坑とし、基礎幅を含む適切な長さとする。

なお、地盤状況等により試掘坑掘削が不可能な場合には、群列ボーリング調査、高分解能物理探査、立坑・ピット等による調査により、試掘坑調査と同程度の精度で原子炉建屋予定地付近の地質構造及び地盤の性状を把握する。

試掘坑による地質調査に当たっては、坑内の岩石等の種類、風化や変質の状況、岩盤等級区分、地質境界、断層、その周辺の破碎状況等を調査し、原縮尺 1/100 程度の試掘坑展開図にまとめる。

#### 【解説】

試掘坑調査の主な目的は、原子炉建屋予定地付近の地質構造、岩石分布、岩質等を詳細に把握し、安定性評価に資することである。また、必要に応じて周辺斜面の地質構造等を詳細に把握するための調査あるいは断層を追跡するための調査として実施される場合があり、調査範囲、形状、長さ等は目的に応じて定める。試掘坑展開図の例を解図 2.3.2.3-1 に示す。



解図 2.3.2.3-1 試掘坑展開図の例

#### 2.3.2.4 弾性波探査

基礎地盤及び周辺斜面の速度構造や動的特性等を把握するため、地表面、ボーリング孔、試掘坑等において適切に弾性波探査を実施する。

#### 【解説】

弾性波探査には、地表面から敷地全体の地下の弾性波速度構造を調査する屈折法地震探査から、ボーリング孔を用いた物理検層（ダウンホール法、サスペンション法によるPS検層）、試掘坑の坑壁を用いた坑道沿い・坑道間弾性波探査や微小区間弾性波探査があり、地下の速度構造、低速度帯の有無、岩盤の動的変形物性や異方性等を把握することができる。

#### 2.3.2.5 地下水に関する調査

基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価等のための地下水位の把握及び地下水の水質の構造物に与える影響を検討するため、地下水調査を行う。

地下水調査の範囲は、基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価及び地下構造物の配置を考慮し、適切に設定する。

地下水位調査は、ボーリング孔内の水位を測定することにより行うが、地下水位の年周変化、潮位変化等の影響を考慮するため、原則として1年以上の期間に適切な頻度で測定する。また、地下水の水質分析では、地下水が鉄筋の腐食やコンクリートの化学的劣化に及ぼす影響を確認するために、必要に応じて塩化物イオン、硫酸イオンの濃度等を測定する。

#### 【解説】

地下水調査の目的は、敷地内の地下水位データを収集し、基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価や、構造物の設計における地下水位の設定のためのデータを得ることと、地下水の水質を調査・分析し、構造物に与える化学的な影響を検討するためのデータを得ることである。

なお、基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価において地下水位を地表面と同等の標高に設定する場合等地下水位の評価が安全側であることが明らかな場合には、地下水位調査を簡略化あるいは省略することができる。

なお、構造物の設置や地盤改良等による地下水位への影響を解析的に求める手法として、浸透流解析を用いることがある。この場合、敷地の水文環境、地形、地質・地質構造や地質パラメータ（透水係数、間隙率）等、浸透流解析用モデルの作成及び境界条件等の設定のためのデータを得るための調査を行う。

### 2.3.2.6 原位置試験及び室内試験

原位置試験及び室内試験には、次のものがあり、地盤に応じて適切に選択して実施する。

#### (1) 原位置試験

- a. 支持力試験
- b. 岩盤せん断試験
- c. 平板載荷試験
- d. 原位置岩盤三軸試験
- e. 弾性波速度測定

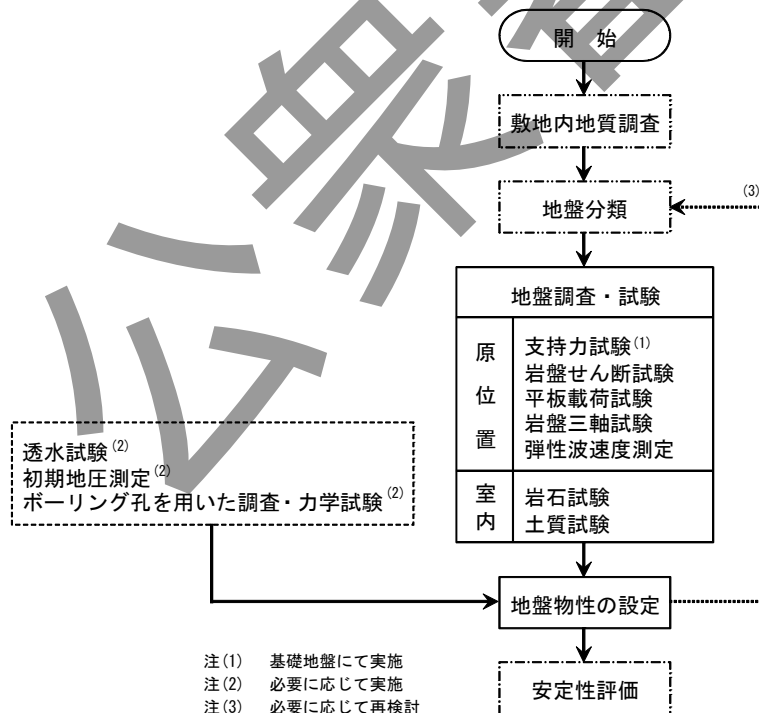
#### (2) 室内試験

- a. 岩石試験（物理試験，一軸・三軸圧縮試験，圧裂・一軸引張り試験，繰返し非排水三軸試験等）
- b. 土質試験（物理試験，三軸圧縮試験，繰返し非排水三軸試験等）

なお，必要に応じて，透水試験，初期地圧測定，ボーリング孔を用いた調査・力学試験を行う。

#### 【解説】

基礎地盤及び周辺斜面における原位置試験及び室内試験の一般的な流れを解図 2.3.2.6-1 に示す。



解図 2.3.2.6-1 基礎地盤及び周辺斜面における原位置試験及び室内試験の一般的な流れ



### 2.3.3 調査結果に基づく評価

基礎地盤及び周辺斜面に関する調査結果に基づく評価項目は、以下のとおり。

- (1) 地質・地質構造
- (2) 地盤の分類
- (3) 地盤の物性

#### 2.3.3.1 地質・地質構造

調査範囲内に分布する各種地層を区分し、各層の水平方向及び鉛直方向の分布の連続性について検討するとともに、それらの地層の構成岩種、岩相、層序及び地質時代について検討する。

基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価に影響を与える可能性のある風化・変質の状況等を明らかにし、弱層が顕著に認められる場合は、必要に応じて試掘坑調査、ボーリング調査、トレンチ調査等を行い、それらの分布、性状、方向性等について検討する。

#### 2.3.3.2 地盤の分類

基礎地盤及び周辺斜面について、その後の詳細な地盤調査・試験に役立つ基本的分類を与えるために、原則として地質要素に工学的な判断を加えた地盤の分類（硬岩、軟岩、土及び弱層）を行う。

なお、地盤の分類の基準は、基礎地盤及び周辺斜面の地質状況を考慮して適切に設定する。

#### 【解説】

##### ① 硬岩

硬岩では、岩盤の工学的性質は、その風化・変質の程度、節理等の発達状況により大きく支配される。岩盤の分類にあたっては、電研式6階級岩盤等級区分等<sup>(2.1.1-3)(2.3.3-1)</sup>を参考にして基礎地盤及び周辺斜面の地質状況に応じた適切な分類基準を設定する。

##### ② 軟岩

軟岩では、岩盤の性質を規定する要素が、風化、節理等よりも、岩盤を構成する岩体本来の組成、年代、岩種、岩相、固結の程度等に依存する傾向が大きい。このため堆積性の軟岩は、硬岩と同様の基準で岩盤等級区分をそのまま適用できない場合があることから、軟岩の地盤の分類にあたっては、必要に応じて適切な分類基準を設定する。

##### ③ 土（礫、砂、シルト、粘土等）

段丘堆積層等のように固結が十分ではない地層を基礎地盤及び周辺斜面とする場合には、地層の生成環境と土質分類とを組み合わせた分類が適切と考えられる。地層の生成環境による分類としては、段丘堆積物、扇状地堆積物、湖成堆積物等による基

準、土質分類は、粒度組成やコンシステンシー等の概略分類による基準がある。土（礫、砂、シルト、粘土等）の分類にあたっては、両者を組み合わせた適切な分類により地盤の区分表示を行うことができる。

#### ④ 弱層

弱層とは、断層、シーム等の比較的規模の大きな不連続面であり、力学的に弱面となる部分を指す。弱層の成因、規模、弱層内に存在する材料（断層粘土や断層角礫等）に応じた分類が適切と考えられる。

### 2.3.3.3 地盤の物性

基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価に適用される地盤の物性には主に次のようなものがあり、対象とする地盤の構成材料（硬岩、軟岩、土、弱層）を考慮して、各地盤の分類に応じて、適切な試験を実施することにより求める。

- ・ 物理特性
- ・ 静的強度特性（せん断強さ、引張り強さ）
- ・ 静的変形特性（静弾性係数、静ポアソン比）
- ・ 動的強度特性（せん断強さ、引張り強さ）
- ・ 動的変形特性（動弾性係数、動ポアソン比、減衰定数）

なお、地質・地質構造が類似と判断される場合については、他で実施した試験結果を互いに代用することができる。

#### 【解 説】

##### ・ 物理特性

物理特性には、密度、粒度、含水比、飽和度、塑性指数等がある。そのうち密度は、解析手法に係わらず地盤の安定性評価の全般に必要な物理特性である。原則、想定される含水状態に応じた密度を使用する。

##### ・ 静的強度特性

静的強度特性は、静的解析により地盤のすべりに対する安定性を検討する際に必要となる力学特性であり、一方向に単調に荷重が載荷された時に発揮しうるせん断強さ及び引張り強さとして定義する。

##### ・ 静的変形特性

静的変形特性は、静的解析により地盤の変形を検討する際に必要となる力学特性であり、一方向に単調に荷重が載荷された時に呈する変形特性として定義する。

##### ・ 動的強度特性

動的強度特性は、動的解析により地盤のすべりに対する安定性を検討する際に必要となる力学特性であり、ある大きさの荷重がある速度で繰返し載荷された時に発揮しうるせん断強さ及び引張り強さとして定義する。

##### ・ 動的変形特性

動的変形特性は、動的解析による地盤の変形を検討する際に必要となる力学特性である。

動弾性係数及び動ポアソン比は、ある大きさの荷重がある速度で繰返し載荷された時に呈する変形特性として、また、減衰特性は、材料の粘性や塑性的性質に起因し、振動エネルギーが減衰する特性として定義する。

## 評価上の留意点

地盤の各構成材料における評価上の留意点を、以下に示す。

### ① 硬岩

硬岩は、節理が発達している場合が多いので、原位置試験を主体とした評価を行い、その補足として岩石試験の結果を用いて評価することが望ましい。

### ② 軟岩

軟岩は、生成上、硬岩と明確に分類しうるものではなく、節理等の亀裂がみられることもある。しかし、力学的性質に及ぼす節理等の影響は硬岩の場合ほどは大きくなく、一般に岩石試験の結果と岩盤試験の結果との一致度が高いため、軟岩の試験は主として室内試験によるものとする。

なお、クリープ特性を求めることが必要となる場合もある。

### ③ 土（礫、砂、シルト、粘土等）

土は、粒子間の結合力が弱い材料で、その特徴として一般に変形が大きく、かつ、水の影響を非常に受けやすい材料であるため、排水条件に留意して評価することが必要である。また、攪乱により構造が乱されると、その力学的性質が著しく異なったものになる場合がある。

なお、飽和した砂や礫地盤では液状化特性の評価が必要となることが多い。

### ④ 弱層

弱層には断層やシーム等があり、幅を有する断層の場合、主に粘土を主体とする部分と角礫を主体とする部分から構成される。粘土を主体とする部分は、一般に角礫を主体とする部分と比較して強度、剛性が小さい。したがって、粘土部が角礫部より明らかに強度が小さい場合には、粘土部のみを対象とした室内試験を実施するが、両者の強度差が小さい場合には、粘土部も角礫部も対象とした室内試験を実施する。また、両者を大型のコアバレルで一度に採取して実験を行う方法も提案されている(2.3.3-2)。

物理試験については攪乱試料を用いて、力学試験については不攪乱試料を用いて行われるが、サンプリングが困難な場合には原位置試験が必要である。またサンプリングの乱れの影響による留意が必要である。弱層の力学的特性は含水状態で変化するため、試料採取の際には含水比や飽和度の変化を防ぐように注意する必要がある。

解表 2.3.3.3-1 に、弱層材料の室内試験及び原位置試験の種類を示す。

解表 2.3.3.3-1 地盤安定性評価のための弱層材料の室内試験及び原位置試験の種類

	物理特性	静的強度特性	静的変形特性	動的強度特性	動的変形特性
室内試験	密度試験 粒度試験 含水比測定 飽和度測定 塑性指数測定 等	三軸試験 単純せん断試験 一軸引張り試験		繰返し三軸試験 繰返し単純せん断試験	
		一面せん断試験 圧裂試験	—	繰返し一面せん断試験	超音波速度計測
原位置試験	—	せん断試験	—	—	小区間弾性波速度計測

#### (1) 静的強度特性

静的強度特性を表す地盤の物性として、静的せん断強さ、静的引張り強さがある。硬岩の静的せん断強さは、岩盤せん断試験あるいは原位置岩盤三軸試験から求めることを原則とする。ただし、上記の試験が実施できない場合には、三軸圧縮試験等の室内試験から推定することができる。

一方、軟岩や土、弱層の静的せん断強さは、三軸圧縮試験から求めることを原則とする。ただし、弱層の層厚が薄く三軸圧縮試験の実施が困難な場合には、室内の一面せん断試験、単純せん断試験から求めることができる。

硬岩の静的引張り強さは、室内引張り試験の結果をもとに節理等の影響を考慮して評価することを原則とする。ただし、原位置で岩盤の引張り試験を実施して求めることも可能とする。一方、軟岩の静的引張り強さは室内の引張り試験から求めることを原則とする。ただし、節理等の影響が大きい場合には、硬岩と同様に節理等の影響を考慮して評価することとする。

静的せん断強さ、静的引張り強さともに、異方性、不均質性、不連続性、不確かさ(ばらつき)の影響を適切に考慮して設定する必要がある。

#### 【解説】

三軸圧縮試験の排水条件は、地震時の安定性評価に用いるせん断強さを求める場合、原則、非排水条件とする。

軟岩を対象とした三軸圧縮試験としては、応力解放におけるマイクロクラックの影響やサンプリングの乱れをできるだけ排除することを目的とした試験法をとることもある(2.3.3-3)。

従来、岩盤の静的強度特性は岩盤せん断試験により、静的変形特性は平板載荷試験により評価されてきたが、近年これらの力学特性を一つの試験法で合理的に評価することを目的に原位置岩盤三軸試験法が開発され、試験基準化されている(2.3.3-4)。

原位置での岩盤の引張り試験についても、岩盤の原位置一軸引張り試験が開発され、試験基準化されている(2.3.3-5)。

岩盤の静的強度特性の評価において、節理等の方向が特定の方向に卓越することにより異方性が問題となる場合には、これらの発達方向と直交及び平行方向等で静的強度特性を求めるための試験を行い、異方性を検討する必要がある。また、礫岩の力学特性の評価に当たっては、必要に応じて、最大礫径に対する供試体直径の比、礫率、供試体寸法が静的せん断強さに与える影響を把握するための試験を行う。岩盤の異方性及び礫岩の測定例を参考資料 2.5、参考資料 2.6 に示す。

地盤の静的せん断強さには、最大せん断強さと残留強さがあり、それぞれ、クーロン、モール・クーロンの破壊規準、あるいは放物線、べき関数表示等による破壊規準より適切に選択して表示する。

## (2) 静的変形特性

静的変形特性を表す地盤の物性として、静弾性係数、静ポアソン比、クリープ係数がある。

硬岩の静弾性係数は、平板載荷試験あるいは原位置岩盤三軸試験から求めることを原則とする。ただし、静弾性係数の空間的なひろがり及びばらつきを定量的に把握する場合、あるいは上記の試験が実施できない場合には、三軸圧縮試験等の室内試験から推定することができる。また、硬岩の静ポアソン比は、一軸圧縮試験、三軸圧縮試験あるいは原位置岩盤三軸試験から求める。

一方、軟岩や土、弱層の静弾性係数及び静ポアソン比は、三軸圧縮試験から求めることを原則とする。ただし、弱層の層厚が薄く三軸圧縮試験の実施が困難な場合には、室内の単純せん断試験により静弾性係数を求めることができる。

軟岩のクリープ係数は、室内のクリープ試験から求めることを原則とする。ただし、不均質性が著しい場合には、原位置でのクリープ試験から求める。

なお、軟岩や土、弱層の静弾性係数が、拘束圧とひずみに依存し、非線形性が無視できない場合には、応力あるいはひずみの関数として表示する。

## 【解説】

節理等の方向が特定の方向に卓越することにより異方性が問題となる場合には、これらの発達方向と直交及び平行方向等 2～3 方向で静的変形特性を求めるための試験を行い、異方性を検討する必要がある。また、礫岩の力学特性の評価に当たっては、必要に応じて、最大礫径に対する供試体直径の比、礫率、供試体寸法が静的変形特性に与える影響を把握するための試験を行う。岩盤の異方性及び礫岩の測定例を参考資料 2.5、参考資料 2.6 に示す。

硬岩の静弾性係数は、主に平板載荷試験による  $E_s$  (割線弾性係数) を用い、静ポアソン比は、一軸圧縮試験による軸ひずみと側方ひずみの比  $\nu_{50}$  (応力-ひずみ曲線において最大軸応力の 1/2 の点の側方ひずみ/軸ひずみ) で表示する。

一方、軟岩の静弾性係数は、主に三軸圧縮試験による  $E_i$  (応力-ひずみ曲線の立ち上がりの勾配)、あるいは  $E_{50}$  (応力-ひずみ曲線において最大軸応力の 1/2 の点と原点を結ぶ直線の勾配) を用い、静ポアソン比は、その時の軸ひずみと側方ひずみの比  $\nu_{50}$  で表示する。

なお、硬岩あるいは軟岩の静的変形特性を原位置岩盤三軸試験により求める場合は、静弾性係数については上記の  $E_i$  あるいは  $E_{50}$  を用い、静ポアソン比は、その時の軸ひずみと側方ひずみの比で表示する。また、土や弱層の静弾性係数は、三軸圧縮試験における  $E_i$  あるいは  $E_{50}$  を用いるが、非線形性を考慮して解析を行う場合には、三軸圧縮試験の応力-ひずみ曲線をもとに、応力あるいはひずみの関数として非線形表示を行った静弾性係数や静ポアソン比を用いる。

軟岩で長期的な変形が問題となる場合には、クリープ特性を把握する必要があり、原則として 3 要素若しくは 5 要素のレオロジカルモデルを用いて表示されることが多い。

### (3) 動的強度特性

動的強度特性を表す地盤の物性として、動的せん断強さ、動的引張り強さがある。

動的せん断強さ及び動的引張り強さは、荷重の載荷速度や、繰返し回数等を考慮できる試験法から求める。一般に、岩石の動的せん断強さ及び動的引張り強さは、強度の低下をもたらす主因である荷重の繰返し回数の影響が、小さいと考えられることから、静的強度特性を参考に設定してもよい。

動的せん断強さは、せん断面に垂直に作用する応力又は平均主応力の関数として表示する。ただし、動的せん断強さは、載荷速度、繰返し回数、載荷荷重の不規則性、拘束圧の大きさ、飽和度等に依存することもあるため、必要に応じてそれらを考慮して表示する。

#### 【解説】

一般に初期応力が同一のもとでは、動的な強度は静的な強度を下回らないことから、保守的に動的な強度を静的な強度で代用している。一方、動的せん断強さについては、繰返し荷重を載荷するせん断試験によって求めることも可能である。

岩石の動的せん断強さを評価するための 2 つの繰返し三軸圧縮試験法が地盤工学会で基準化されている(2.3.3-6),(2.3.3-7)。岩石の動的強度を評価するための試験方法を参考資料 2.7 に示す。室内試験では不連続面の影響が考慮されないため、硬岩の場合には不連続面の影響を適切に考慮することが必要である。また、原位置岩盤三軸試験を用いて、室内繰返し三軸試験と同様の方法を適用することは可能である。

動的引張り強さについては、基準化された試験法はないため、静的引張り強さを求める試験法を用いて、せん断強さの評価と同様の考え方にに基づき、繰返し荷重を加えること

により検討することが可能であると考えられる。また、砂や砂礫の場合は、静的せん断強さと動的せん断強さの大きさの相対的關係が密度や繰返し回数により変化し、動的せん断強さが静的せん断強さを下回る場合があるため、必要に応じて繰返し非排水三軸試験等により動的せん断強さが求められている。この場合、サンプリング時における試料の乱れが動的せん断強さに大きな影響を与え、攪乱により実際の動的せん断強さを極端に過小評価する可能性があるため、凍結サンプリング等の高品質なサンプリング試料を用いた試験によって適切な動的せん断強さを求めることが望ましい。

動的せん断強さに影響を及ぼす因子としては次のものがある。

#### ① 载荷速度

一般に、土は細粒分を多く含むほど速度効果が大きくなる。

砂や砂礫も、密度が非常に大きく高拘束圧（例えば 1.5MPa）になるとせん断強さに载荷速度依存性が現れるという報告があるが、通常の拘束圧では砂や砂礫といった粒状体のせん断強さは速度効果を示さないとみなしてよい<sup>(2.3.3-8)</sup>。

粘土の非排水せん断強さは、急速载荷になるほど大きくなる傾向があり、破壊までの载荷時間が 0.25 秒の時のせん断強さは、破壊までの载荷時間が 100 秒の時のせん断強さより約 4 割増加することを示した試験結果もある<sup>(2.3.3-9)</sup>。また、硬岩や軟岩については、せん断強さに対しては明らかに速度効果が認められ、载荷速度が速いほど大きなせん断強さが発揮される<sup>(2.3.3-10)</sup>。

#### ② 繰返し効果

飽和した砂や砂礫等は、地震等の繰返し载荷によって軟化が生じ、繰返しとともに変形が増大する。また、静的せん断強さと動的せん断強さの大きさの相対關係が、密度や繰返し回数により変化することから、非排水繰返し三軸試験等により動的せん断強さを求めることが基本となる。

粘土を対象とした繰返し载荷試験を行う時、供試体に種々の大きさの初期せん断応力を与えた後、繰返し荷重を加える方式がとられる。これは、動的せん断強さが初期せん断応力の大きさに依存することによる。粘土の場合も繰返し载荷により軟化が生じ、繰返し回数が多いほど動的せん断強さは低下するが、一般に初期せん断応力が同一のもとでは、動的せん断強さは静的せん断強さを上回り、両者の強度の差は粘着力の増加によることが示されている<sup>(2.3.3-9)</sup>。

硬岩や軟岩の場合は、実際の地震の繰返し数ではほとんど強度低下はないことが知られている<sup>(2.3.3-11)</sup>。

#### ③ 不規則载荷荷重の影響

一般に、規則载荷荷重下で得られる動的せん断強さは、繰返し回数の増大に伴い減少する。このような、応力振幅一定下での動的強度特性と不規則荷重を载荷した時の動的強度特性の相違を検討する目的で、インペリアルバレー地震のタフト波等を荷重に変換して供試体に与えた場合の強度－変形特性が調べられている<sup>(2.3.3-11)</sup>。

その結果、不規則荷重を受けた時の土の動的せん断強さは最大荷重の大きさのみならず継続時間や波形により大きく影響されることが指摘されているが、岩石を対象と

した試験結果によればその動的せん断強さは、通常の試験で得られる静的せん断強さを下まわることはないものと結論づけられている。

#### ④ 飽和度の影響

一般に、砂や砂礫においては、飽和度が低いほど動的せん断強さ（液状化抵抗）が大きくなることが知られている。これまでに豊浦砂を対象とした種々の相対密度の供試体において、異なる間隙圧係数B値のもとに数多くの繰返し載荷試験が行われており、飽和度が70%の場合には飽和状態に比べ液状化抵抗が約3倍になることを示した試験結果もある(2.3.3-12)。

粘性土においては、飽和度の影響に言及した試験結果はあるが(2.3.3-8)、動的せん断強さに及ぼす飽和度の影響について体系的に取り纏められた事例はない。

一方、硬岩や軟岩においては、動的せん断強さに及ぼす飽和度の影響を調べた事例はなく、これらについては自然状態で試験を行うのが一般的である。

#### (4) 動的変形特性

動的変形特性を表す地盤の物性として、動弾性係数、動ポアソン比、減衰定数がある。

硬岩や軟岩の動弾性係数、動ポアソン比及び減衰定数は、弾性波速度測定、あるいは室内の超音波速度計測等により求める。

一方、土や弱層、あるいは軟岩においても地震時のひずみが大きくなる可能性が予測される場合には、繰返し非排水三軸試験等により、動的変形特性を求める。

なお、動的変形特性が、拘束圧とひずみに依存し、非線形性が無視できない場合には、応力あるいはひずみの関数として表示する。

#### 【解説】

地盤の動的変形特性は、地震によって発生するひずみの大きさに依存する。

硬岩や軟岩の場合には、地震時の発生ひずみが微小である場合が多いため、弾性波速度と密度から式(解2.3.3.3-1)、式(解2.3.3.3-2)により求められるせん断弾性係数と動ポアソン比が一般に用いられている。また、減衰定数については、弾性波速度測定のデータを念頭に経験的な値も考慮して定める場合が多い。すなわち、硬岩では減衰定数として2~3%、軟岩では3~5%の範囲の値が用いられている。また、岩石コアの超音波速度から減衰定数を評価する方法も提案されている(2.3.3-13)。

$$G = \rho V_s^2 \dots\dots\dots (解 2.3.3.3-1)$$

$$\nu_d = \frac{1 - 2(V_s/V_p)^2}{2\{1 - (V_s/V_p)^2\}} \dots\dots\dots (解 2.3.3.3-2)$$

ここに、 $G$  : せん断弾性係数 (N/m<sup>2</sup>)

$\rho$  : 密度 (kg/m<sup>3</sup>)

$V_s$  : S波速度 (m/s)

$\nu_d$  : 動ポアソン比

$V_p$  : P波速度 (m/s)



土、弱層、あるいは軟岩においても地震による発生ひずみが比較的大きく非線形性が顕著になると考えられる場合には、ひずみの大きさに依存した動的変形特性を考慮する必要がある。等価線形解析では、繰返し非排水三軸試験によって得られる履歴曲線から求められる割線せん断弾性係数と減衰定数をひずみ振幅との関係として与えることが多い。また、逐次積分法による非線形解析の場合は、時々刻々の応力-ひずみ曲線と履歴法則が必要になる。

#### 2.3.4 表示の様式

基礎地盤及び周辺斜面に関する調査の結果は、次の地質図及び地盤の分類図に表示する。

##### (1) 基礎地盤及び周辺斜面の詳細地質図

基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価の範囲について、原縮尺 1/1,000 以上で作成された地質断面図とする。原子炉建屋予定位置については、少なくとも 1 つの水平地質断面図及び原則として基礎中心位置を通り互いに直交する同縮尺の 2 つ以上の鉛直地質断面図とする。

##### (2) その他

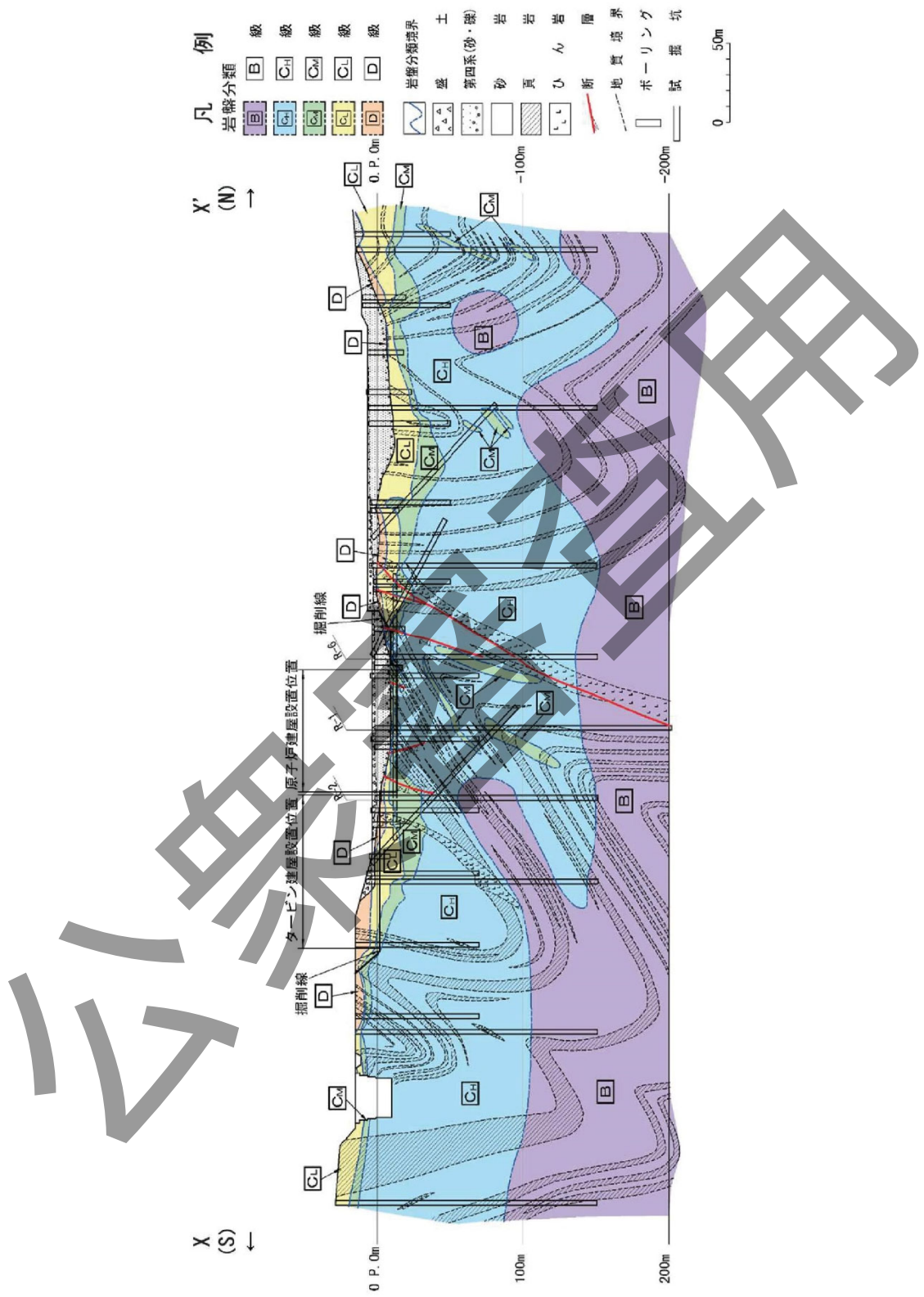
必要に応じて、弱層、節理等の分布、方向性、地下水位、地下水の水質に関する表示、地質分布、岩級等に関する表示を行う。

##### (3) 地盤の分類図

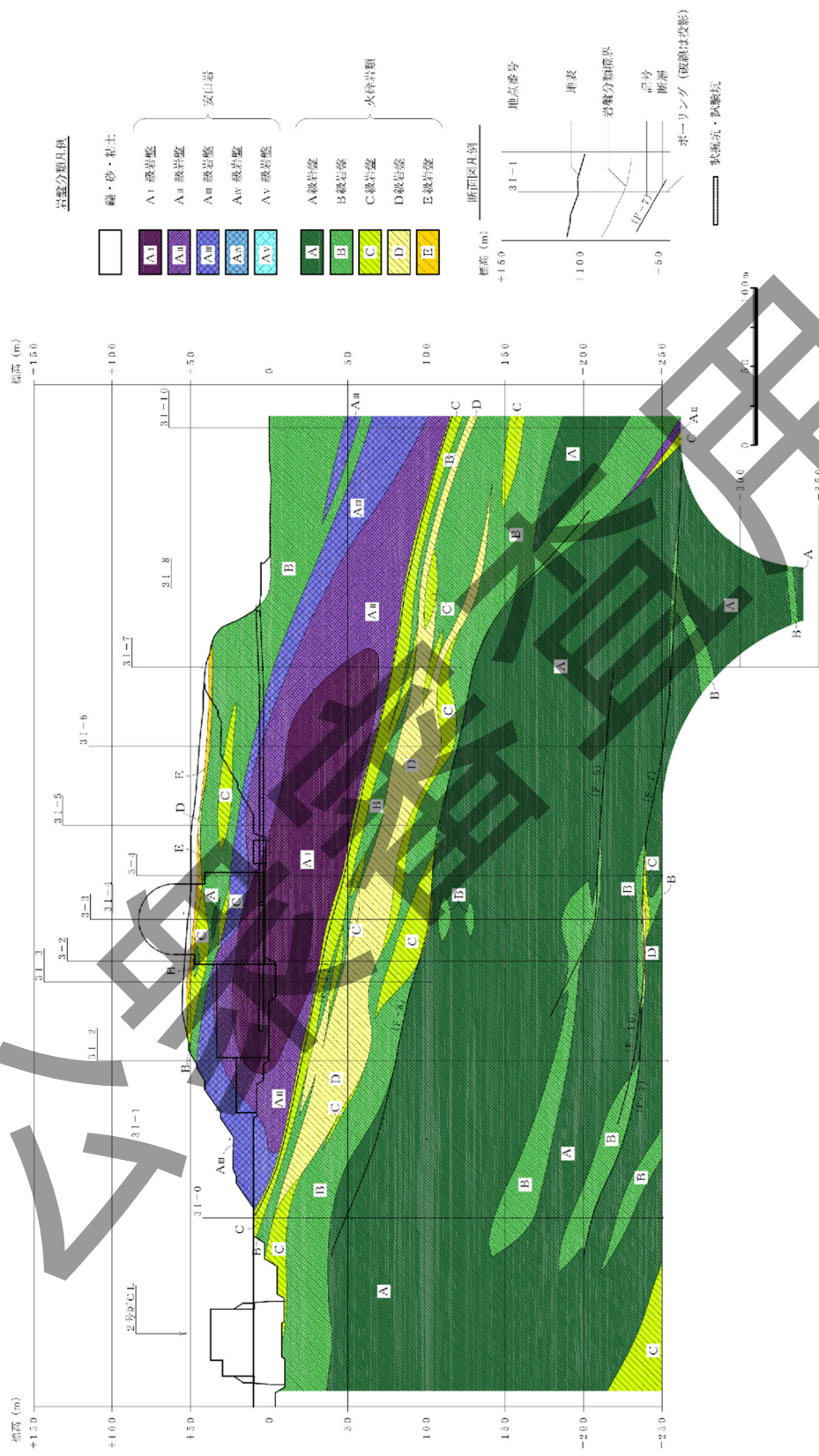
基礎地盤及び周辺斜面の地盤の分類の結果は、詳細地質図にならい、安定性評価に必要な範囲について、原縮尺 1/1,000 以上で作成された地盤の分類図に示すことを原則とする。

#### 【解説】

地盤の分類図の例を解図 2.3.4-1 に示す。



解図 2.3.4-1(1) 地盤の分類図の例(硬岩)



解図 2.3.4-1(2) 地盤の分類図の例(硬岩)



## 2.4 地震動評価に関する地下構造調査

本節は、地震動評価のための地下構造モデルの作成に必要な地下構造調査の調査範囲、調査方法及び調査結果に基づく評価について示す。

### 【解説】

地下構造調査の目的は、地震動評価のための地下構造モデルの作成に必要なデータ取得であり、地層の傾斜、断層及び褶曲構造等の地質構造を把握するとともに、地震基盤・解放基盤表面の位置や形状、地下構造の三次元不均質性、岩相・岩質の不均一性、地震波速度構造等の地下構造及び地盤の減衰特性等を適切に把握する。地下構造調査の調査範囲及び調査事項・手法の概要を、解図 2.4-1 に示す。

また、地下構造モデル設定の要件については、「**基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド**」(2013年6月、原子力規制委員会)<sup>(2.4-1)</sup>、地下構造評価手法の詳細や具体的なモデル化の事例については、「**敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド**」(2013年6月、原子力規制委員会)<sup>(2.1.1-1)</sup>、「原子力発電所の基準地震動策定における地下構造モデル化の現状と今後の展望」(佐藤・鳥居, 2019)<sup>(2.4-2)</sup>が参考となる。本節は、これらの資料を参考にとりまとめた。

### 2.4.1 調査範囲の設定

地震動評価に関する地下構造調査の範囲は、サイトごとの地下構造特性を踏まえ、敷地からの距離に応じて、広域調査から近傍調査まで、それぞれ適切な調査・観測を組み合わせて行う。

### 【解説】

地下構造特性はサイトごとに異なるため、地下構造調査の範囲は、それぞれのサイトの特性を踏まえて、適切に設定する。

地下構造調査の範囲は、敷地からの距離に応じて、概ね「①震源から対象サイトの地震基盤まで」、「②地震基盤から解放基盤表面まで（以下、広域地下構造調査（概査）という）」、「③地震基盤から地表面まで（以下、敷地近傍地下構造調査（精査）という）」の3つに分けられる。

### 2.4.2 調査の方法

地下構造調査の方法は、既往文献の調査、既存データの収集・分析、地震観測記録の分析、地質調査、ボーリング調査及び二次元又は三次元の地球物理学的調査等があり、サイトの地下構造特性や敷地からの距離を踏まえ、適切な手順と組合せで実施する。

### 【解 説】

サイトごとの地下構造の特性及びサイトからの距離に応じた適切な調査・手法を適用し、それらを適切に組み合わせて行うことで、結果の信頼性や精度を確保する。

調査手法は、既往文献や既往データの調査・収集・分析を含め、大きく以下に分けられる。

- ① 地質・地質構造に関する調査（ボーリング調査含む）
- ② 地球物理学的調査（物理探査に基づく調査）
- ③ 地震観測記録を用いた調査

#### 2.4.2.1 地質・地質構造に関する調査

敷地及び敷地周辺の地質・地質構造を把握し、地下構造モデルの作成に資するデータを得る。

### 【解 説】

敷地及び敷地周辺の地質・地質構造はサイトごとに異なるため、文献調査や地質調査を組み合わせ、これらを適切に把握し、地下構造モデルの作成に資するデータを得る。

特に、複数の地質から構成される場合にはその分布や形態を、また地質構造として地層の傾斜、断層及び褶曲構造が認められる場合には、地下構造特性に影響を与える可能性があるため、これらの構造を適切に把握する。なお、地質・地質構造と地下構造特性とは、必ずしも対応するとは限らず、例えば地層が褶曲していても、速度構造としては水平成層と見なせる場合がある。

各調査手法の詳細は、「2.2 地質・地質構造に関する調査」を参照する。

#### 2.4.2.2 地球物理学的調査（物理探査に基づく調査）

地球物理学的調査（物理探査に基づく調査）には、ボーリング孔を用いた各種物理検層、弾性波探査（反射法地震探査、屈折法地震探査）、ボーリング孔と弾性波探査を組み合わせた VSP 探査等がある。

### 【解 説】

- ① ボーリング孔を用いた各種物理検層

ボーリング孔を用いた各種物理検層（密度検層、速度検層（ダウンホール法、サスペンション法）により、地下構造モデルの作成において必要となる、密度や弾性波速度（P 波、S 波）を直接得ることができる。また、複数のボーリング孔による物理検層により、地下の速度構造分布を把握することができる。

なお、大深度ボーリング孔を用いた物理検層により、地下深部の解放基盤表面や地震基盤までの密度や速度のデータを直接得ることが可能な場合もある。

## ② 弾性波探査（地震探査）

弾性波探査（地震探査）は、人工振源により地表面で発生させた弾性波を地下に伝播させ、地下から地表に戻ってくる振動を地上に展開した受震器で観測、解析することにより地下構造を推定する手法で、反射法地震探査と屈折法地震探査がある。

反射法地震探査は、地表面で発生させた弾性波が、地下の物性境界（地層境界や断層等）で反射し、再び地表に戻ってくる反射波を観測することにより、地下構造（地層の傾斜や断層、褶曲構造等の地質構造）を推定する手法である。

屈折法地震探査は、地表面で発生させた弾性波が、地下の物性境界で屈折し、再び地表に戻ってくる屈折波を観測することにより、主として P 波速度構造を推定する手法である。

## ③ VSP 探査

VSP 探査は、地表の人工振源で発生させた弾性波をボーリング孔内で観測することにより、地下の速度構造を推定する手法である。探査の方法には、振源をボーリング孔近傍に置くゼロオフセット VSP（しばしば PS 検層（ダウンホール法）に含まれる）、振源をボーリング孔から離して行うオフセット VSP、振源を水平方向に移動させながら観測するウォークアウェイ VSP がある。

オフセット・ウォークアウェイ VSP は、2次元速度構造が得られるため、弾性波探査と物理検層データの利点を併せ持つという特徴がある。

## ④ 微動探査

交通振動や波浪等により地面は常に振動しており、この微小な揺れを微動と呼ぶ。微動の主成分は表面波であり、その特徴は地下構造を反映したものとなる。微動アレイ探査は、複数地点で同時に得られた微動記録から、アレイ範囲内を伝播する表面波の位相速度を推定し、位相速度の逆解析から一次元速度構造を推定する手法である。

### 2.4.2.3 地震観測記録を用いた調査

地震観測記録を用いた調査には、地表 1 点の地震記録を用いた分析、鉛直アレイ地震観測記録を用いた分析、水平アレイ地震観測記録を用いた分析、地震波干渉法がある。

#### 【解説】

##### ① 地表 1 点の地震記録を用いた手法

地表 1 点の地震観測記録を用いた手法には、レシーバー関数による手法、P 波部及びコーダ部 H/V スペクトルによる手法、H/V スペクトルの拡散波動場理論による手法がある。これらの手法はすべて、地震記録から地下構造に関係したそれぞれの量を抽出し、逆解析により 1 次元速度構造を推定するものである。

② 鉛直アレイ地震観測記録を用いた手法

鉛直アレイ地震観測記録を用いた手法は、アレイ観測記録から観測点間の伝達関数を求め、それを1次元波動理論に基づく理論伝達関数でフィッティングすることにより、速度構造や減衰構造を推定する手法である。

③ 水平アレイ地震観測記録を用いた手法

水平アレイ地震観測記録を用いた手法には、主にアレイ地震記録の長周期成分に着目してアレイ内を伝播する波の特性を調査することにより、地下構造を把握するものである。

④ 地震波干渉法

地震波干渉法とは、2観測点間で取得された地震記録の相互相関関数からグリーン関数を合成する手法であり、相互相関関数から一方の観測点（参照点）を震源、もう一方の観測点を受振点とした擬似的な地震記録を作成する手法である。

### 2.4.3 調査範囲と調査手法の組み合わせ

地下構造調査は、調査範囲（対象）に応じて、適切な手法を組み合わせを行い、精度の高い地下構造モデルの作成のためのデータを得る。

#### 【解説】

地下構造調査においては、「①震源から対象サイトの地震基盤まで」、「②広域地下構造調査（概査）」、「③敷地近傍地下構造調査（精査）」のそれぞれの調査範囲（対象）において、地質・地質構造の調査、地球物理学的調査（物理探査）及び地震観測記録を用いた調査を適切に組み合わせ、精度の高い地下構造モデルの作成に必要なデータを得る。

#### 2.4.3.1 震源から対象サイトの地震基盤までの調査

震源から対象サイトの地震基盤までの地震波の伝播経路に影響を与える地殻構造を調査する。

#### 【解説】

震源から対象サイトの地震基盤までの地震波の伝播経路については、広域の弾性波探査や地震観測記録等に基づき、地震波の伝播経路に影響を与える地殻構造について、適切に把握する。



#### 2.4.3.2 広域地下構造調査（概査）

広域地下構造調査（概査）では、比較的長周期領域における地震波の伝播特性に影響を与える、地震発生層を含む地震基盤から解放基盤表面までの地下構造を調査する。

##### 【解説】

広域地下構造調査（概査）においては、比較的長周期領域における地震波の伝播特性への影響の把握を目的とし、敷地周辺を対象に、地震発生層を含む地震基盤から解放基盤表面までの深部地下構造（不整形性）を把握する。

調査手法は、敷地周辺の地質・地質構造の調査に加え、地球物理学的調査（物理探査）等と水平アレイ地震観測等を組み合わせた調査を行う。

地球物理学的調査（物理探査）としては、ボーリング調査（物理検層）、広域の弾性波探査（反射法地震探査、屈折法地震探査）、重力探査、電磁気探査、微動アレイ探査等があり、地震観測記録を用いた調査として、水平アレイ地震観測等がある。

#### 2.4.3.3 敷地近傍地下構造調査（精査）

敷地近傍地下構造調査（精査）では、比較的短周期領域における地震波の伝播特性に影響を与える、地震基盤から地表面までの地下構造を調査する。

##### 【解説】

敷地近傍地下構造調査（精査）においては、比較的短周期領域における地震波の伝播特性への影響の把握を目的とし、敷地近傍を対象に、地震基盤から地表面までの地下構造を把握する。

とくに、敷地近傍～敷地における、地下構造の不均質性の有無及び地震波伝播特性に与える影響を把握することが重要である。

調査手法は、敷地近傍～敷地の地質・地質構造の調査に加え、高密度な物理探査、鉛直アレイ地震観測、水平アレイ地震観測等を組み合わせた調査を行う。

高密度な物理探査としては、複数のボーリング調査（物理検層）、地震基盤相当に達する大深度ボーリング調査（物理検層）、高密度な弾性波探査、重力探査、微動アレイ探査等があり、地震観測記録を用いた調査として、鉛直アレイ地震観測及び水平アレイ地震観測等がある。

#### 2.4.4 調査結果に基づく評価

敷地及び敷地周辺における、地層の傾斜、断層及び褶曲構造等の地質構造を把握するとともに、地震基盤・解放基盤表面の位置や形状、地下構造の三次元不均質性、岩相・岩質の不均一性、地震波速度構造等の地下構造及び地盤の減衰特性等を評価する。

#### 【解説】

調査範囲ごとに実施した、地球物理学的調査（物理探査）や地震観測記録を用いた調査結果を適切に組み合わせ、地下構造モデルの作成に必要な以下のデータ等を評価する。

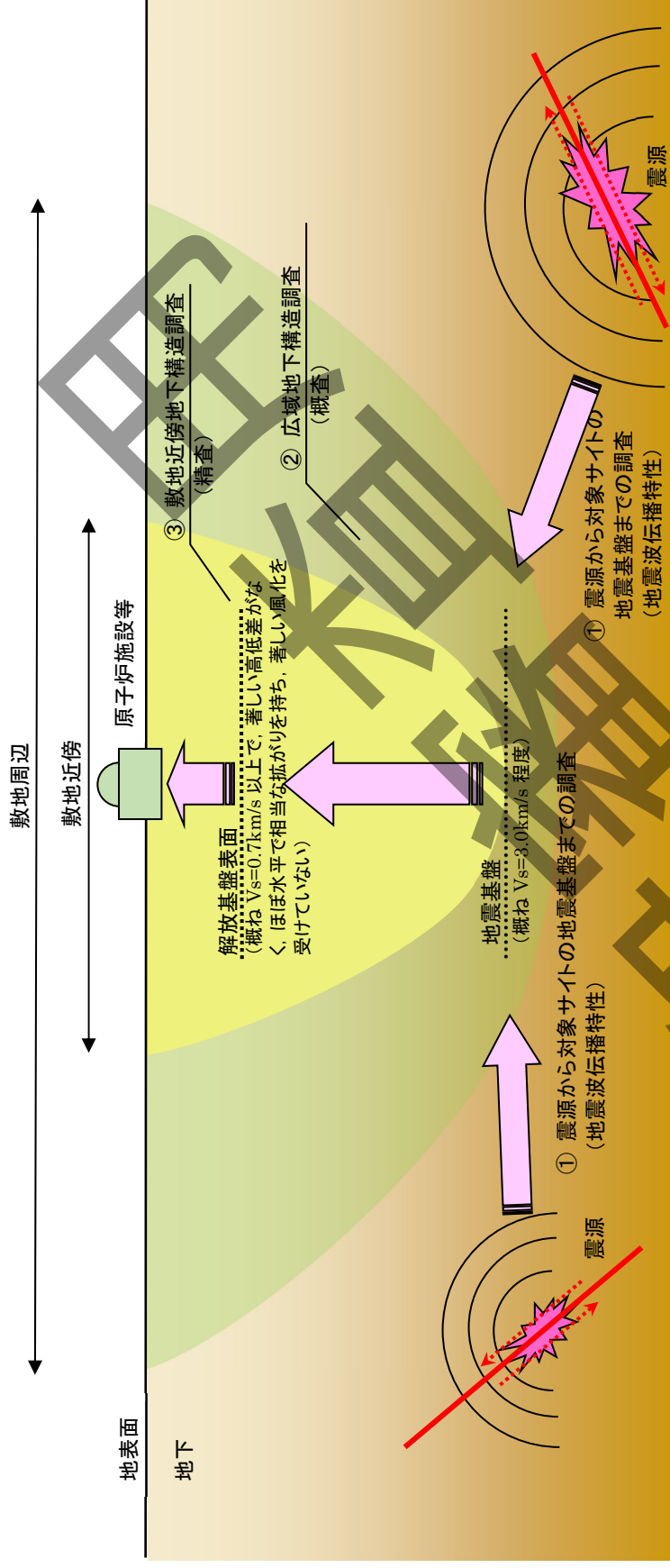
- ① 地震基盤・解放基盤表面の位置（深さ）や形状
- ② 地震波伝播特性に影響を与える地下構造の三次元不均質性の有無の把握
- ③ 地盤の減衰特性等

解放基盤表面の検討にあたっては、地質構造あるいは地下構造から、設定した解放基盤表面以深のS波の速度が概ね  $V_s=0.7\text{km/s}$  以上の値を有する地盤であり、著しい高低差がなく、ほぼ水平であって相当な拡がりをもっていること及び著しい風化を受けていないことを確認する。

地震基盤の検討にあたっては、設定した地震基盤以深のS波の速度が概ね  $V_s=3.0\text{km/s}$  程度の値を有することを確認する。

また、地下構造の評価にあたっては、地下構造が水平成層に近似できるかどうか、すなわち地震波の特異な増幅の有無が重要であり、地質・地質構造の不整形性や岩相・岩質等の不均質性が認められ、地震波の到来方向や複数号機における号機間での地震観測記録の特異な差異が確認される場合には、地下構造の三次元的な不均質性の把握が求められる。

地質調査によって評価した地震波速度構造等を踏まえた地震動特性等の総合的な分析については、「第1章 基準地震動策定」に示す。



**① 震源から対象サイトの地震基盤までの調査**  
**【調査事項】**  
 震源から対象サイトの地震基盤までの地震波の伝播経路に影響を与える地殻構造を調査する。  
**【調査手法】**  
 広域の弾性波探査や地震観測記録等に基づき、地震波の伝播経路に影響を与える地殻構造について、適切に把握する。

**② 広域地下構造調査(概査)**  
**【調査事項】**  
 比較的長周期領域における地震波の伝播特性に影響を与える、地震発生層を含む地震基盤から解放基盤表面までの地下構造を調査する。  
**【主な調査手法】**  
 敷地周辺の地質・地質構造の調査に加え、“低密度な”地球物理学的調査(物理探査)等と水平アレイ地震観測等を組み合わせた調査を行う。

**③ 敷地近傍地下構造調査(精査)**  
**【調査事項】**  
 比較的短周期領域における地震波の伝播特性に影響を与える、地震基盤から地表面までの地下構造を調査する。  
 特に、敷地近傍～敷地における、地下構造の不均質性の有無と及び地震波伝播特性に与える影響を把握する。  
**【主な調査手法】**  
 敷地近傍～敷地の地質・地質構造の調査に加え、高密度な物理探査、鉛直アレイ地震観測、水平アレイ地震観測等を組み合わせた調査を行う。

解図 2.4-1 地下構造調査の全体概要

## 2.5 津波に関する地質調査

本節は、津波に関する地質調査について、調査の目的や調査内容、調査結果に基づく評価等を示す。

### 【解説】

津波に関する地質調査には、①津波の発生要因・波源モデルの設定に関する調査、②敷地周辺に到達した可能性のある津波の調査、③津波伝播経路に関する調査、④砂移動の評価に関する調査がある。

#### ① 津波の発生要因・波源モデルの設定に関する地質調査

津波の発生要因となりうる海域活断層、地すべり、火山現象等に関する地質調査を実施し、波源モデルの設定に関するデータを得る。

津波の発生要因となる地すべり等としては、海域に面した陸上、海底の地すべり及び斜面崩壊を対象とする。

津波の発生要因となる火山現象としては、沿岸及び海域における噴火、山体崩壊並びにカルデラ陥没等（火砕流、火山泥流及び溶岩の海域への突入を含む）を対象とする。

#### ② 敷地周辺に到達した可能性のある津波の調査（津波堆積物調査）

古記録や文献以外の既往津波資料を得るために、津波堆積物に関する調査を実施する。

#### ③ 津波伝播経路に関する調査

津波伝播範囲に関する陸域及び海域の地形に関する調査を行う。

#### ④ 砂移動の評価に関する調査

敷地前面海域における砂の堆積状況や粒径、密度の調査を行い、取水設備への砂の堆積による影響等の把握のための基礎データを得る。

津波に関する地質調査の全体概要を、解図 2.5-1 に示す。

なお、津波に関する地質調査については、「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」（2013年6月、原子力規制委員会）<sup>(2.1.1-1)</sup>に加え、「基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド」（2013年6月、原子力規制委員会）<sup>(2.5-1)</sup>、土木学会原子力土木委員会による「原子力発電所の津波評価技術」（2016年、土木学会）<sup>(2.5-2)</sup>が参考となる。本節は、これらの資料を参考にとりまとめた。

### 2.5.1 津波の発生要因・波源モデルの設定に関する地質調査

津波の発生要因としては、プレート間地震、海洋プレート内地震、海域の活断層による地殻内地震、陸域及び海底での地すべり並びに斜面崩壊、火山現象がある。波源モデルの設定に必要なパラメータを取得するため、その発生要因に応じた範囲、手法で調査を行う。

#### 【解説】

津波の発生要因として、地震動評価と共通するプレート間地震（及び同時に活動する分岐断層）、海洋プレート内地震及び海域の活断層による地殻内地震と、それに加え、強い揺れを伴わない、海溝付近のプレート境界での津波地震、海洋プレート内地震のうちアウターライズ地震や遠地地震についても考慮する必要がある。

さらに、津波独自の発生要因として、陸域及び海底での地すべり並びに斜面崩壊、火山現象についても考慮する必要がある。

プレート間地震、海洋プレート内地震、遠地津波に関する調査は「第4章 基準津波策定」に示すとおりとする。また、海域の活断層に関する調査は、「2.2.2.3 海域の調査」のとおりとする。なお、過去に敷地周辺に津波を来襲させた可能性のある海域の活断層については、断層のずれにより海底面に生じた1回当たりの変形や変位量に関する検討を行う。また、津波の伝播距離は地震動よりも大きいため、調査範囲については十分に広く設定する必要がある。

津波波源となりうる火山現象の調査及び評価については、「**原子力発電所火山影響評価技術指針（JEA4625-2015）**」（2015年、日本電気協会）<sup>(2.1.1-8)</sup>が参考となる。

本節では、津波発生要因のうち、主に陸域及び海底での地すべり並びに斜面崩壊、火山現象を対象とした地質調査手法について示す。

#### 2.5.1.1 調査範囲の設定

津波の発生要因となる海域の活断層、陸域、海域での地すべり及び斜面崩壊、火山現象の調査範囲は、過去の津波来襲実績や陸上及び海底地形、火山の分布等を踏まえ、施設に影響を与えるおそれがある津波を把握するために必要な調査範囲を適切に設定する。

#### 【解説】

津波による影響は広範囲に及ぶことから、文献調査や他機関の調査結果を踏まえて、調査範囲を十分広く設定する必要がある。

なお、海域の活断層の調査範囲は「2.2.1 調査範囲の設定」に準ずるが、津波は地震動よりも影響範囲が広がる可能性があるため、必要に応じてより広く設定する。

### 2.5.1.2 津波発生要因及び波源モデル設定の地質調査手法

詳細な陸上の地形図，海底地形図，空中写真等を適切に組み合わせ，地形解析により沿岸及び海域の地すべり等や火山現象を把握する。

地形解析において，地すべり等については地すべり地形等の分布や規模を，火山現象については山体崩壊の範囲等を明らかにしなければならない。

#### 【解説】

将来発生する地すべり等や火山現象を想定するためには，過去に敷地周辺に津波を来襲させた可能性のある沿岸及び海底の地すべりや火山現象の痕跡を把握することが有効である。

沿岸及び海域における地すべり等の分布や火山の分布については，既存の研究成果が利用できるため，文献調査が有効である。

陸上地すべり及び斜面崩壊については，防災科学技術研究所が公開している「地すべり地形分布図及び地震ハザードステーション」（地すべり地形分布図のデータベースを含む）(2.5.1-1)が参考となる。また，海底地すべりの分布に関しては，地質調査総合センター発行の海底地質図(2.2.2-1.2)に，海底地すべりの痕跡と考えられる地形が示されており，参考となる。

火山現象に関しては，地質調査総合センターによるデータベース「日本の火山」(2.5.1-2)や，気象庁による日本の活火山の分布等の情報が公開されており，これらが参考となる。

なお，地すべり等や火山現象の痕跡調査に当たっては，必要に応じて，地表地質調査や海底地質調査等の複数の調査手法を用いて，広域的概査から局所的精査まで段階的に実施し，その分布や規模及び確実度を検討する。

### 2.5.1.3 調査結果に基づく評価

過去に発生した地すべりや斜面崩壊，火山現象の位置，規模等を明らかにする。

#### 【解説】

地すべりについては，沿岸の地すべりや斜面崩壊の海域への流入，海底の地すべりについて，過去に発生した位置，規模等を評価する。

火山現象については，噴火あるいは山体崩壊に伴う土石流等の海域への流入，又は海底での噴火やカルデラ陥没等の津波波源となる現象について，過去に活動した位置，規模等を評価する。

これら評価結果は，津波評価における波源モデルの設定に必要なパラメータとなる。

### 2.5.2 敷地周辺に到達した可能性のある津波の調査（津波堆積物の調査）

敷地周辺に到達した可能性のある津波の調査として、文献や観測記録による津波痕跡調査以外の情報を得るために、津波堆積物の調査を行う。

#### 【解説】

既往津波の痕跡高については、古文書等に記された歴史記録等の文献や観測記録の調査が主体となるが、そのような文献が存在しない古い時代の津波に関する情報を得るために、津波堆積物の調査が有効な場合がある。

津波堆積物に関する調査・評価手法等については、「津波堆積物調査・評価に関する手引き」（2014年，原子力安全基盤機構）<sup>(2.5.2-1)</sup>、「津波堆積物調査ハンドブック」（2014年，原子力安全基盤機構）<sup>(2.5.2-2)</sup>、「津波堆積物データベース」（地質調査総合センター）<sup>(2.5.2-3)</sup>が参考となる。

### 2.5.2.1 津波堆積物の調査範囲の設定

敷地近傍の適地に加え、地域特性（津波波源・海岸付近における地すべりや山体崩壊等）を考慮して調査範囲を適切に設定する。

#### 【解説】

津波堆積物の調査範囲については、敷地近傍のみならず、敷地に来襲した可能性のある津波の波源を考慮して、適切に設定する。

現地調査位置の選定においては、文献調査及び地形調査により敷地に影響を及ぼすと想定される古津波及び古地震の記録、津波堆積物が残りやすそうな地形、堆積物の供給源に関する情報並びに古環境の変遷等を調査する。

文献調査及び地形調査結果を踏まえて、踏査により津波堆積物の残存の可能性、堆積環境場の確認等を行い、現地調査の実施が可能であるかを検討する。

### 2.5.2.2 津波堆積物の調査手法

津波堆積物の調査では、掘削調査等によって試料を採取し、堆積学的分析、年代分析、古生物学的分析等を適切に組み合わせて津波堆積物の認定を行う。

#### 【解説】

現地調査では、津波堆積物の有無や津波の発生頻度、規模等の情報を得るため、ボーリング等により試料採取を行う。掘削地点は、堆積物の分布を把握できる程度で複数地点において実施し、縄文海進以降の堆積物を対象として、可能な限り古い年代まで含む試料採取を行う。

得られたイベント堆積物の試料に対して、調査地点の特性や堆積物の状況に応じて、堆積構造、堆積厚さ、粒度分布、堆積物の標高及び平面的な分布、海起源の含有物の有無、堆積環境変化や地殻変動との同時性等の分析・検討を行うとともに、歴史記録との対比、他機関調査結果との広域的な対比等を行い、津波堆積物の認定を行う。

### 2.5.2.3 津波堆積物の評価

津波堆積物の有無、広域的な分布、供給源、形成年代、標高及び規模（津波高、浸水域）等の評価する。

#### 【解説】

津波堆積物と認定された堆積物については、その広域的な分布、供給源、形成年代、標高を評価し、過去に敷地周辺に到達した可能性のある津波の規模（津波高、浸水域）の推定に活用する。

### 2.5.3 津波伝播経路に関する調査

津波評価に関する波源から敷地（陸域遡上を考慮）までの津波伝播経路及び地形的特徴の把握のため、陸域及び海域の地形調査を行う。

#### 【解説】

陸域及び海域の地形に関する資料等の調査によって得られる、詳細な地形図、海底地形図、空中写真等を適切に組み合わせ、津波波源から敷地周辺（陸域遡上を考慮する）までの津波伝播経路及び地形的特徴を把握する。敷地及び敷地近傍については、特に詳細な地形（人工構造物を含む）まで把握する。

地形解析に用いる既存資料として、陸域の場合は、基盤地図情報（数値標高モデル：5m、10mメッシュ）（国土地理院）<sup>(2.2.2-8)</sup>等がある。海域の場合は、日本周辺の500mメッシュ海底地形データ（J-EGG500）（海上保安庁）<sup>(2.2.2-19)</sup>や海底地形デジタルデータ（M7000、M5000シリーズ）（一般財団法人日本水路協会）<sup>(2.2.2-20)</sup>等がある。

また、敷地近傍の詳細な地形調査の手法として、陸域においては航空レーザー測量、海域においては、浅海部は航空レーザー測深、深海部は音響測深等がある。

なお、既往津波の再現計算や津波堆積物調査の評価にあたり、当時には存在しなかった人工改変や断層運動の影響等により、発生当時と地形が異なる場合には、古地図等による当時の地形情報から過去の地形データを復元して用いる。



#### 2.5.4 砂移動に関する調査

敷地前面海域において、既存文献、現地調査等によって、底質の分布及びその特徴を把握する。底質が砂質であると判断された場合には、試料を採取し、粒度分布、比重等のデータを取得する。

調査の結果から、底質を構成する砂の分布及びその粒径や比重等を評価し、砂移動の評価に活用する。

#### 【解説】

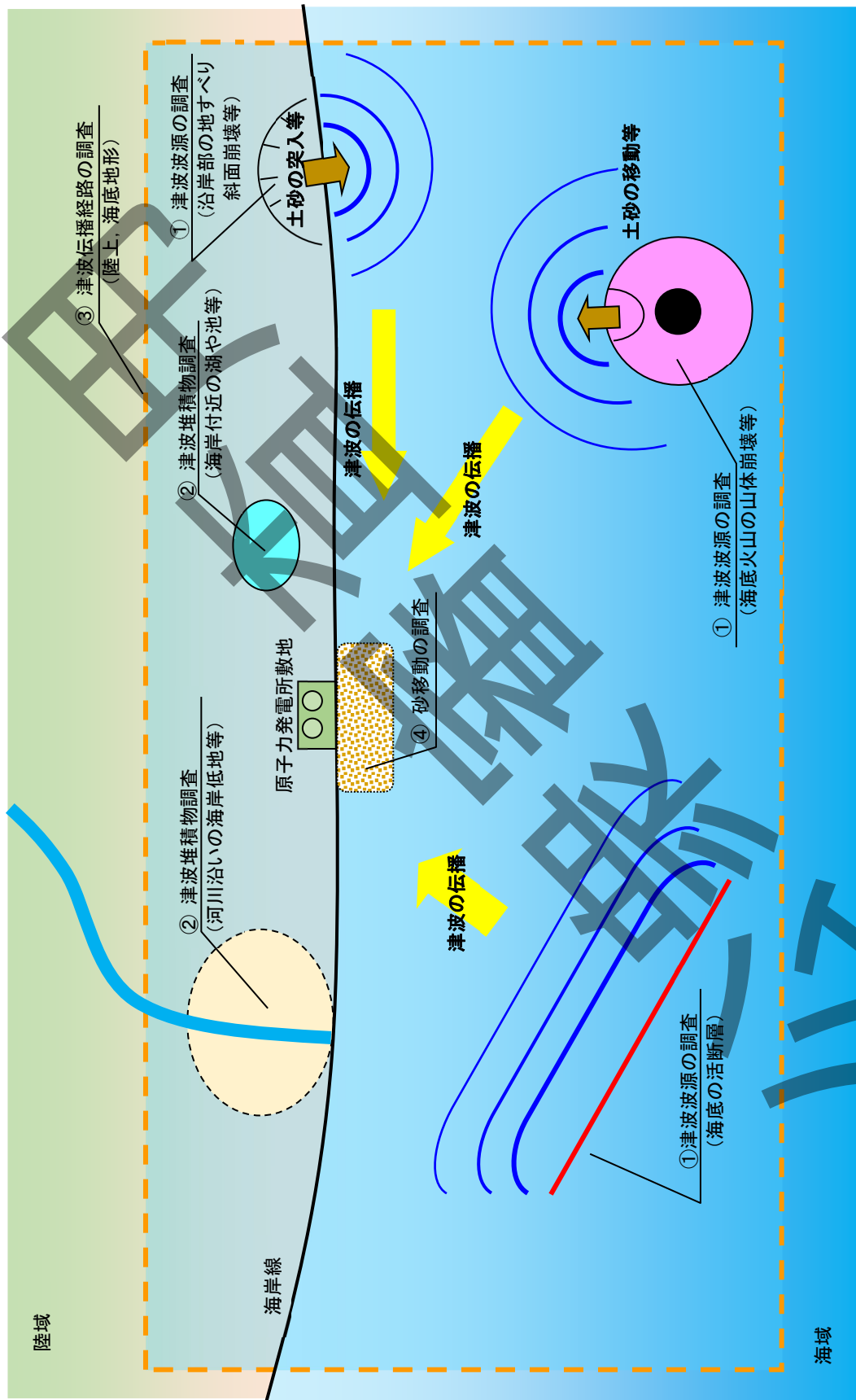
砂移動に関する調査の目的は、敷地前面海域に砂が分布する場合、津波の影響で砂が巻き上げられ、取水口や取水路、沈砂池に堆積することで、それらの通水性や海水取水ポンプの取水性に与える影響を評価することである。

したがって、まずは敷地前面海域における底質の分布及びその特徴を把握し、津波により巻き上げられる可能性のある砂等の堆積物で構成されていると判断される場合には、試料を採取し、粒度分布、比重等のデータを得る。

底質に関する既存文献には、例えば、底質（表層堆積物）分布図、海の基本図（海上保安庁）、採泥による堆積物の記載データ等がある。

底質に関する現地調査の手法には、例えば、ボーリング、ドレッジ、グラブ採泥器、柱状試料採取調査、サイドスキャンソナー等がある。

これらの調査から、底質の分布、砂層の有無、層厚及び粒径や比重に関するデータを取得し、砂移動の評価「**原子力発電所耐津波設計技術規程（JEAC4629-2020）**」（2020年、**日本電気協会**）に用いる。



解図 2.5-1 津波に関する地質調査の全体概要

## 参考文献

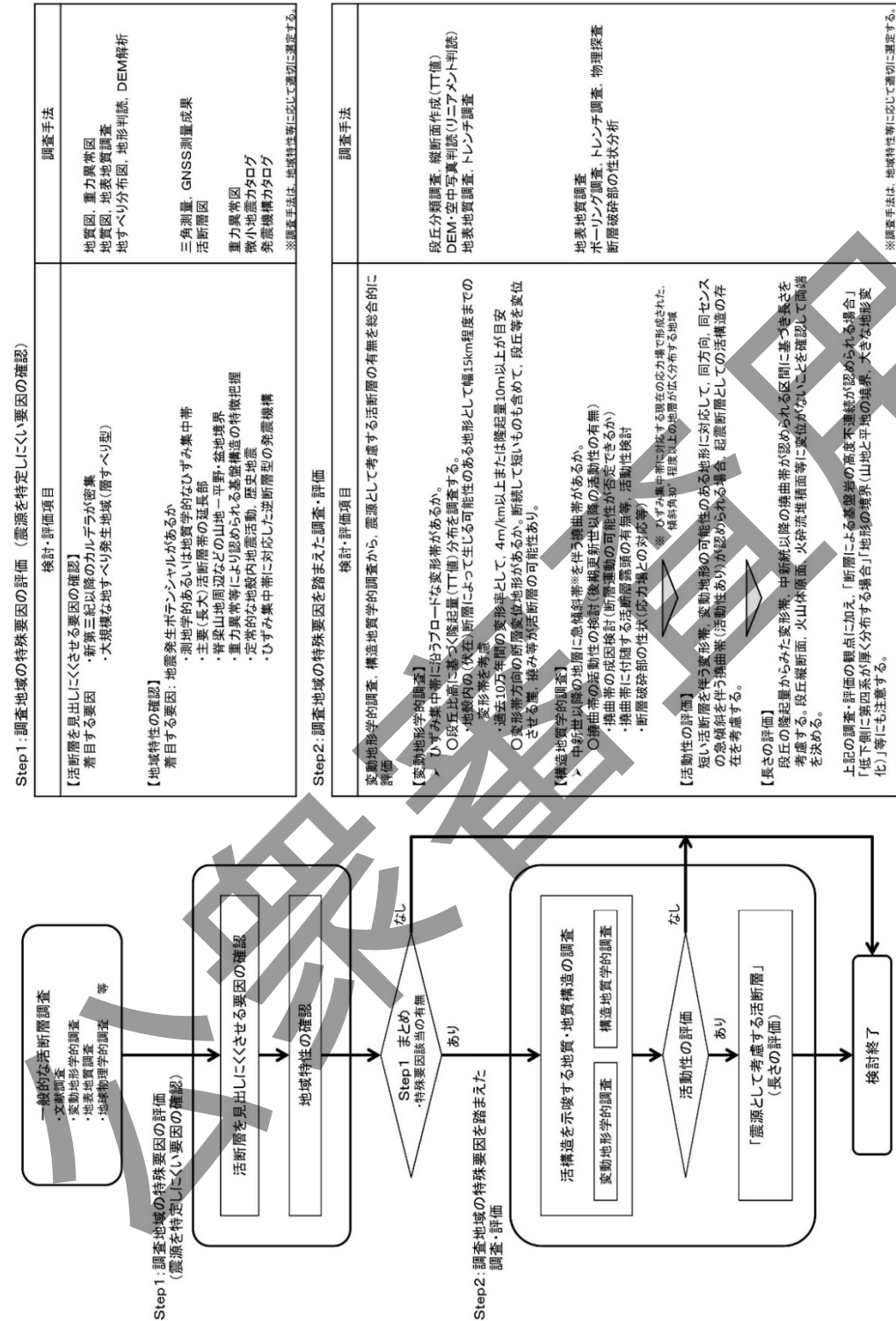
- (2.1.1-1) 原子力規制委員会：敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド，2013.
- (2.1.1-2) 公益社団法人 土木学会 原子力土木委員会 活断層評価部会：原子力発電所の耐震設計における最近の検討事例にみる活断層調査・評価技術，2012.  
[http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/system/files/JSCE\\_AFreview2012.pdf](http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/system/files/JSCE_AFreview2012.pdf)
- (2.1.1-3) 社団法人 土木学会 原子力土木委員会：「原子力発電所地質・地盤の調査・試験法及び地盤の耐震安定性の評価手法」報告書，1985.
- (2.1.1-4) 社団法人 土木学会 原子力土木委員会：原子力発電所の立地多様化技術，1996.
- (2.1.1-5) 社団法人 土木学会 原子力土木委員会 断層活動性分科会：原子力発電所の活断層系評価技術－長大活断層系のセグメンテーション－，2004.
- (2.1.1-6) 社団法人 土木学会 原子力土木委員会：原子力発電所の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価技術<技術資料>，2009.
- (2.1.1-7) 独立行政法人 原子力安全基盤機構：活断層の位置・形状評価及び活動性評価に関する手法の整備，2014.
- (2.1.1-8) 一般社団法人 日本電気協会 原子力規格委員会：JEAG4625-2015 原子力発電所火山影響評価技術指針，2015.
- (2.1.1-9) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター：地質学ハンドブック，2001.
- (2.1.1-10) 一般社団法人 海洋調査協会：海洋調査技術マニュアル－海洋地質調査編－，2004.
- (2.2.2-1) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター：地質図カタログ. (<https://www.gsj.jp/Map/>)
- (2.2.2-2) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター：地質図 Navi. (<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>)
- (2.2.2-3) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター：20 万分の 1 日本シームレス地質図. (<https://gbank.gsj.jp/seamless/seamless2015/2d/>)
- (2.2.2-4) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター：活断層データベース. (<https://gbank.gsj.jp/activefault/>)
- (2.2.2-5) 活断層研究会：[新編] 日本の活断層，東京大学出版会，1991.
- (2.2.2-6) 今泉俊文，宮内崇裕，堤浩之，中田高：活断層詳細デジタルマップ [新編]，東京大学出版会，2018.
- (2.2.2-7) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会：活断層の長期評価（主要活断層帯の長期評価，活断層の地域評価）.  
([https://www.jishin.go.jp/evaluation/long\\_term\\_evaluation/](https://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation/))
- (2.2.2-8) 国土地理院：基盤地図情報（数値標高モデル：5m メッシュ，10m メッシュ）.  
(<https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>)
- (2.2.2-9) 藤原治，柳田誠，三箇智二，守屋俊文：地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究，原子力バックエンド研究，Vol.11，No.2，2005.

- (2.2.2-10) 土岐地球年代学研究所パンフレット, 国立研究開発法人日本原子力研究開発機構, 核燃料・バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター.  
<https://www.iaea.go.jp/04/tono/pamph/triggerpamph.pdf>
- (2.2.2-11) 柳善榮, 板谷徹丸: アルゴン同位体質量分別補正 K-Ar 年代学, 月刊地球号外, 62, 160-167, 2013.
- (2.2.2-12) 松四雄騎, 若狭幸, 松崎浩之, 松倉公憲: 宇宙線生成核種  $^{10}\text{Be}$  および  $^{26}\text{Al}$  のプロセス地形学的应用, 地形, 28, 2, 87-107, 2007.
- (2.2.2-13) 地盤工学会: 針貫入試験方法 (JGS 3431-2012), 2013.
- (2.2.2-14) 公益社団法人 物理探査学会: 物理探査ハンドブック 増補改訂版, 2016.
- (2.2.2-15) 碎屑性堆積物研究会: 地学団体研究会地学双書 24, 堆積物の研究法—礫岩・砂岩・泥岩—, 1983.
- (2.2.2-16) Krumbein, W.C., "Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles", Journal Sedimentary Petrology, vol.11, No.2., 1941.
- (2.2.2-17) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター: 日本重力データベース (DVD 版—2013., HP 版—<https://gbank.gsj.jp/gravdb/>)
- (2.2.2-18) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所: 日本空中磁気データベース, 2005.
- (2.2.2-19) 海上保安庁 海洋情報部 日本海洋データセンター: 日本周辺の 500m メッシュ海底地形データ (J-EGG500) .  
([https://jdoss1.jodc.go.jp/vpage/depth500\\_file\\_j.html](https://jdoss1.jodc.go.jp/vpage/depth500_file_j.html))
- (2.2.2-20) 一般財団法人 日本水路協会: 海底地形デジタルデータ (M7000 シリーズ, M5000 シリーズ. (<https://www.jha.or.jp/jp/shop/products/btdd/index.html>))
- (2.2.2-21) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター: 海域地質構造データベース. (<https://gbank.gsj.jp/marineseisdb/>)
- (2.2.2-22) 社団法人海洋調査協会: 海洋調査技術マニュアル—海洋地質調査編—, 1988.
- (2.2.2-23) 阿部信太郎, 青柳恭平: 電力中央研究所報告「日本列島沿岸海域における海底活断層調査の現状と課題」, 2006.
- (2.2.3-1) 町田洋, 新井房夫: 新編火山灰アトラス[日本列島とその周辺], 2011.
- (2.2.3-2) 小池一之, 町田洋: 日本の海成段丘アトラス, 2001.
- (2.2.3-3) Inoue, D., Miyakoshi, K., Nakanishi, H. and Tanaka, T., "Return Period of Active Faults and Tectonics of Japan", Japan., Proceedings of the 3rd Asian Symposium on Engineering Geology and Environment, 2237-2248, 2001.
- (2.2.3-4) Yamaji, A., "The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data", Journal of Structural Geology, vol.22, 441-452, 2000.
- (2.2.3-5) King G., R.Stein, J.Lin., "Static stress changes and the triggering of earthquakes". Revised for Bull. Seismol. Soc. Am., 2 March, 1994.
- (2.2.3-6) 橋本学, 遠田晋次: 特集「地震・火山噴火活動の相関とトリガリング」に寄せて, 地学雑誌, 111(2) 149-153, 2002.

- (2.2.3-7) Freed A.M., "Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer". *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33:335 – 67, 2005. doi : 10.1146/annurev.earth.33.092203.122505.
- (2.2.3-8) Toda, S., Stein R., Lin J., "Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake, and its interpretation by Coulomb stress transfer". Published in *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G03, 2011, doi:10.1029/2011GL047834.
- (2.2.3-9) 松田時彦：最大地震規模による日本列島の地震分帯図。地震研究所彙報，Vol.65, pp.289-319, 1990.
- (2.2.3-10) 中田高，後藤秀昭：活断層はどこまで割れるのか？－横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ変位分布に着目したセグメント区分モデル，活断層研究，Vol.17, pp.43-53, 1998.
- (2.2.3-11) Wesnousky, S. G., "Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic - hazard analysis and the process of earthquake rupture", *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, no. 4, 1609–1632, 2008.
- (2.2.3-12) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会：活断層の長期評価手法報告書 暫定版，平成 22 年 11 月 25 日，2010.
- (2.3.3-1) 地盤工学会：岩盤の工学的分類方法 (JGS3811-2011)，2011.
- (2.3.3-2) 岡田哲美，平山伸行：電力中央研究所報告「断層物性評価の高度化のためのサンプリング装置及び三軸試験装置の開発」，2016.
- (2.3.3-3) 岸清：重要構造物基礎地盤としての堆積軟岩の処理方法に関する研究，東京大学博士論文，1991.
- (2.3.3-4) 地盤工学会：岩盤の原位置三軸圧縮試験 (JGS3541-2020)，2020.
- (2.3.3-5) 地盤工学会：岩盤の原位置一軸引張り試験 (JGS3551-2020)，2020.
- (2.3.3-6) 地盤工学会：岩石の多段階繰返し非排水三軸圧縮試験方法 (JGS2561-2012)，2012.
- (2.3.3-7) 地盤工学会：岩石の疲労特性を求めるための繰返し非排水三軸圧縮試験方法 (JGS2562-2012)，2012.
- (2.3.3-8) 石原研而：土質動力学の基礎，1976.
- (2.3.3-9) Ishihara, K. : *Soil Behaviour in Earthquake Geotechnics*, Oxford Science Publications, 1996.
- (2.3.3-10) 西好一，岡本敏郎，江刺靖行：各種載荷条件下における泥岩の強度－変形特性とその統一的解釈，土木学会論文集，338号，1983.
- (2.3.3-11) 西好一：繰返し荷重下における泥岩の強度－変形特性，土木学会論文集Ⅲ巻，352/Ⅲ-2号，1984.
- (2.3.3-12) 吉見吉昭：砂地盤の液状化（第二版），1991.
- (2.3.3-13) 佐藤浩章：地震動評価のための地表に近い岩盤における減衰の測定とそのモデル化，物理探査，65, pp.37-51, 2012.

- (2.4-1) 原子力規制委員会：基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド，2013.
- (2.4-2) 佐藤浩章，鳥居大輝：電力中央研究所報告「原子力発電所の基準地震動策定における地下構造モデル化の現状と今後の展望」，2019.
- (2.5-1) 原子力規制委員会：基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド，2013.
- (2.5-2) 社団法人 土木学会 原子力土木委員会：原子力発電所の津波評価技術，2016.
- (2.5.1-1) 国立研究開発法人 防災科学技術研究所：地すべり地形分布図及び地震ハザードステーション. (<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>)
- (2.5.1-2) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター：日本の火山. (<https://gbank.gsj.jp/volcano/index.htm>)
- (2.5.2-1) 独立行政法人 原子力安全基盤機構：津波堆積物調査・評価に関する手引き，2014.
- (2.5.2-2) 独立行政法人 原子力安全基盤機構：津波堆積物調査ハンドブック，2014.
- (2.5.2-3) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター：津波堆積物データベース. ([https://gbank.gsj.jp/tsunami\\_deposit\\_db/](https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db/))

【付属書 2.1】



付属書 2.1 火山地域において震源を特定しにくい要因が想定されるケースにおける活断層調査・評価フロー

Step 1: 調査地域の特殊要因の評価 (震源を特定しにくい要因の確認)	検討・評価項目	調査手法
<p>【活断層を見出しにくくさせる要因の確認】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・新第三紀以降のカリデラが密集</li> <li>・大規模な地すべり発生地域(溜すべり型)</li> </ul> <p>【地域特性の確認】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・着目する要因: 地震発生ポテンシャルがあるか</li> <li>・測地的あるいは地質学的なひずみ集中帯</li> <li>・主要(長大)活断層帯の延長部</li> <li>・脊梁山地周辺の山地一平野・盆地境界</li> <li>・重力異常等により認められる基盤構造の特徴把握</li> <li>・定常的な地震内地震活動、歴史地震</li> <li>・ひずみ集中帯に対応した逆断層型の発震機構</li> </ul>	<p>地質図、重力異常図、地質図、地表地質調査、地すべり分布図、地形判読、DEM解析</p> <p>三角測量、GNSS測量成果</p> <p>活断層図</p> <p>重力異常図</p> <p>微小地震カタログ</p> <p>発震機構カタログ</p>	<p>※調査手法は、地域特性等に応じて適切に選択する。</p>
Step 2: 調査地域の特殊要因を踏まえた調査・評価	検討・評価項目	調査手法
<p>変動地形的調査、構造地質学的調査から、震源として考慮する活断層の有無を総合的に評価</p> <p>【変動地形的調査】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ひずみ集中帯に沿ったプロードな変形帯があるか。</li> <li>○段丘上高に基づく隆起量(TT値)分布を調査する。</li> <li>○地殻内の(存在)断層によって生じる可能性のある地形として幅15km程度までの変形帯を考慮</li> <li>・過去10万年間の変形率として、4m/km以上または隆起量10m以上が目安</li> <li>○変形帯方向の断層変位地形があるか。断層として短いものも含めて、段丘等を変位させる崖、堆み等が活断層の可能性あり。</li> </ul> <p>【構造地質学的調査】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>○中新世以降の地層に急傾斜帯を伴う曲帯があるか。</li> <li>○曲帯の活動性の検討(後期更新世以降の活動性の有無)</li> <li>・曲帯の成因検討(断層運動の可能性が否定できるか)</li> <li>・曲帯に付随する活断層露頭の有無等、活動性検討</li> <li>・断層破砕部の性状(砂力場との対応等)</li> </ul> <p>※ ひずみ集中帯に対応する現在の応力場で形成された、傾斜角が程度以上の地層が広く分布する地域</p> <p>【活動性の評価】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>短い活断層を伴う変形帯、変動地形の可能性のある地形に対応して、同方向、同セクタの急傾斜を伴う曲帯(活動性あり)が認められる場合、起震断層としての活構造の存在を考慮する。</li> </ul> <p>【長さの評価】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>段丘の隆起量からみた変形帯、中新世以降の曲帯が認められる区間に基づき長さを考慮する。段丘縦断面、火山体縦断面、火砕流堆積面等に変位がないことを確認して高さを決める。</li> </ul> <p>上記の調査・評価の観点に加え、「断層による基礎岩の高度不連続が認められる場合」「低下部に第四系が広く分布する場合」「地形の理点(山地と平地の境界、大きな地形変化)」等にも注意する。</p>	<p>段丘分類調査、縦断面作成(TT値)DEM、空中写真判読(リニアメント判読)地表地質調査、トレンチ調査</p> <p>地質地質調査、トレンチ調査、物理探査</p> <p>断層破砕部の性状分析</p>	<p>※調査手法は、地域特性等に応じて適切に選択する。</p>

## 参考資料 2.1 活断層等の存在の可能性に関する調査手法例

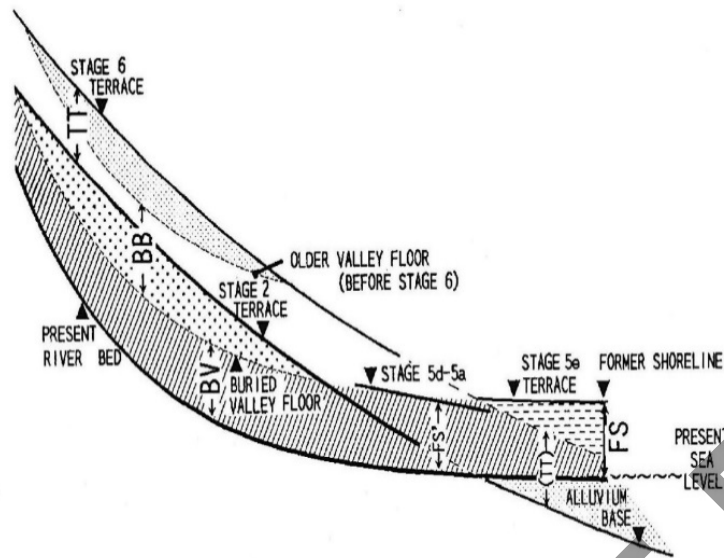
震源域が内陸に位置する場合には、形成時期の異なる河成段丘の比高に基づいてその期間の隆起量を推定する（本文に合せて修正）TT法<sup>(参 2.1-1)</sup>が、河成段丘の形成時期間における隆起量の変化及び分布から活断層等の存在の可能性を検討する上で有力な手法になり得る<sup>(参 2.1-2),(参 2.1-3),(参 2.1-4)</sup>。

河床縦断形は、各段丘形成当時の気候条件に対応した河川流量と土砂量によって形成される。河川の中～上流部では、氷期には堆積が進んで河床が上昇し、後氷期には下刻が進む。一方、下流部では海面変動に連動して河床高度が変化する。この結果、氷期の河川は急勾配で直線的な河床縦断形をとり、間氷期の河川は下に凸で曲率が大きい河床縦断形をとると推定される<sup>(参 2.1-2)</sup>。TT法は、それぞれの氷期には同じ形状の河床縦断形が形成されることを仮定して、最終間氷期に先立つ氷期（MIS6）と最終氷期後半（MIS2）との段丘の比高（TT値）から、2つの氷期の間の隆起量を推定する手法である<sup>(参 2.1-1)</sup>。その推定された隆起量の急変している地点が直線状に並ぶ場合、上下変動を伴う活断層等の存在を検討する手法として有力と考えられる<sup>(参 2.1-5),(参 2.1-6)</sup>。TT法概念図を参図 2.1-1 に示す。

TT法の信頼性について、最終氷期とその前の氷期の河川縦断形が相似であること、海水準変動の影響が及んでいる範囲、火山活動や地すべり等によって突発的な段丘形成がないこと等の吟味が必要である。

さらに、TT値の精度を左右する要因は、段丘の対比、段丘構成層の地質情報（崖錐等の被覆層の評価）、河床縦断形が本来もつゆらぎ、段丘高度の読み取り手法等が考えられる。そのため、地点・地域の選定にあたっては、信頼性の高い河成段丘の編年（形成時代）に関する資料、具体的には、当該地域の中～後期更新世の火山灰や<sup>14</sup>C年代値等に関する資料が必要となる。





第四紀の各 isotope stage における気候・海面変動に対応して形成された河成地形面の模式縦断面および隆起量の指標となる地形面の比高値の定義  
 FS: 最終間氷期 stage 5e 海成面の旧汀線 (Former Shoreline)  
 FS': stage 5 の河成段丘と現河床の比高値 (FS 値に準ずる)  
 BV: stage 5e の埋没谷底と現河床面の比高値  
 TT: stage 2 と stage 6 の河成段丘面の比高値  
 (TT): stage 2 と stage 6 の埋没河成面 (河口部) の比高値  
 BB: stage 5e とそれより古い時代の埋没谷底の比高値

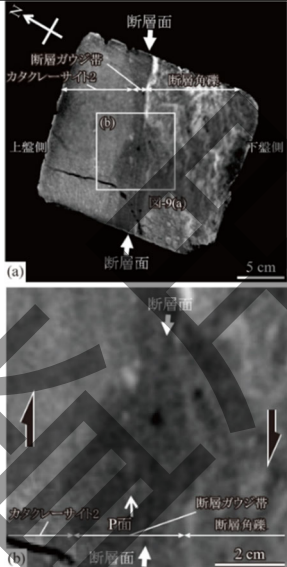
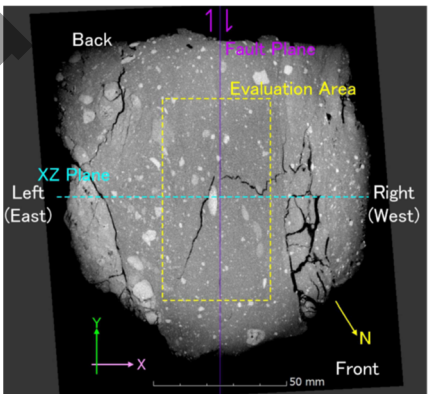

参図 2.1-1 TT 法概念図(参 2.1-1)

#### 参考文献

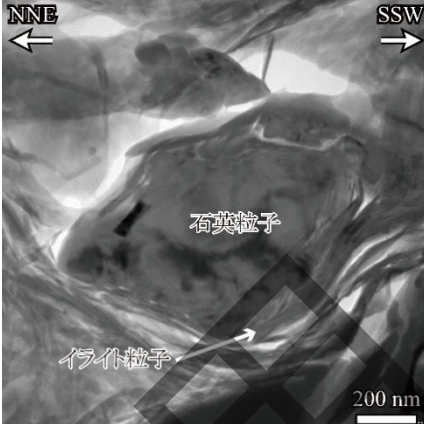
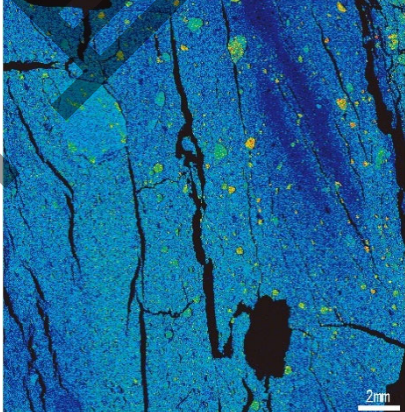
- (参 2.1-1) 吉山昭, 柳田誠: 河成地形面の比高分布からみた地殻変動, 地学雑誌 104(6) pp.809-826, 1995.
- (参 2.1-2) 田力正好, 池田安隆: 段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成, 第四紀研究, Vol. 44, No.4, pp.229-245, 2005.
- (参 2.1-3) 田力正好, 池田安隆, 野原壯: 河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層地震, 第 2 輯, Vol. 62, No.1, pp.1-11, 2009.
- (参 2.1-4) Matsu'ura, T., kase, Y.: Late Quaternary and coseismic crustal deformation across the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Tectonophysics 487, 13-21, 2010.
- (参 2.1-5) 後藤憲央, 佐々木俊法: 河成段丘の比高分布から推定される伏在断層の可能性—2008年岩手・宮城内陸地震震源域直上の磐井川を例に一, 第四紀研究, 58(5), pp.315-331, 2019.
- (参 2.1-6) 柳田誠, 青柳恭平, 下釜耕太, 岡崎和彦, 佐々木俊法: 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域における活構造評価, 地学雑誌, 129(1), pp.89-122, 2020.

## 参考資料 2.2 断層の詳細性状の主な調査手法について

断層等の詳細性状の調査には、マクロな手法からミクロな手法まで、様々な調査技術が開発されている。以下に主な手法の概要及び結果の事例を整理する。

	調査手法	調査手法の概要	結果事例
1	ヘリカル X 線 CT スキャナー (CT: Computed Tomography, コンピュータ断層撮影)	<p>電磁波の一種である X 線を使用し、物体内部の構造を非破壊で可視化する装置。X 線透視画像をあらゆる方向から取得し、再構成計算を行うことにより、3 次元での観察が可能となる。</p> <p>CT 画像は主に密度の違いとして認識され、画像が明るいほど高密度、暗いほど低密度と解釈される。</p> <p>ヘリカル X 線 CT スキャナーは、X 線源が試料の周りを螺旋状に回転することで CT 撮影を行う。このことにより、1 回当たりの撮影時間を短く抑えることができ、多くの試料を効率よく CT 撮影することができる。</p> <p>(補足: 試料サイズは径 15 cm ~ 長さ 1m 程度。ボーリングコア等の長尺物も撮影が可能。)</p>	<p>結果事例</p>  <p>断層破碎帯の CT 画像 (参 2.2-2) を一部改変) P 面: 複合面構造を構成する粒子配列</p>
2	マイクロフォーカス X 線 CT スキャナー	<p>電子ビームの径を絞る機能を備えたマイクロフォーカス X 線源が用いられており、金属ターゲット上の X 線発生領域(焦点寸法)を 100<math>\mu\text{m}</math> 未満に抑えた X 線 CT 装置。このことにより、高拡大率であっても鮮明な CT 画像を取得することができる(分解能は数十 <math>\mu\text{m}</math> 程度)。</p> <p>ヘリカル X 線 CT スキャナーが X 線源及び検出器が試料の周りを回転して CT 撮影するのに対し、マイクロフォーカス X 線 CT スキャナーは X 線源と検出器は固定され、試料が回転することによって CT 撮影を行う。</p> <p>(補足: 試料サイズは径 ~ 15 cm 程度。)</p>	 <p>断層破碎帯のマイクロフォーカス X 線 CT 画像 (参 2.2-5 より抜粋) ブロックサイズ: 120<math>\times</math>110<math>\times</math>90mm, 画素サイズ: 80<math>\mu\text{m}</math>/pixel</p>
3	ブロック試料, 研磨片, 薄片試料等の観察	<p>地質サンプル(断層破碎帯等)について、露頭から採取したブロック試料やボーリングコアを用い、表面を研磨してサンプルの内部構造を観察、さらに薄片を作成して観察することで、微細構造や鉱物組成を把握する。</p> <p>(補足: 断層の姿勢の把握のために、定方位でサンプリングすることが望ましい。)</p>	 <p>断層ガウジ中の R1 面 (参 2.2-2 を一部改変)</p>

	調査手法	調査手法の概要	結果事例
			R1 面(複合面構造を構成する剪断面)の剪断運動により, R1 面に沿って周辺粒子が引きずられている(破線部)。
4	X 線回折分析 (XRD: X - ray diffraction)	<p>試料に X 線を照射した際, X 線が原子の周りにある電子によって散乱, 干渉した結果起こる回折を解析する。</p> <p>この回折情報を用いることにより, 粉末試料では, 構成成分(鉱物)の同定や定量, 結晶サイズや結晶化度等を把握することができる。</p> <p>(補足: 粉末試料で測定が可能。)</p>	<p>(a) 断層ガウジの XRD 分析結果(参 2.2-2 を一部抜粋) Sm:スメクタイト, Mc:雲母, Kln:カオリン 鉱物, Qtz:石英, Kfs:カリ長石, Pl:斜長石</p>
5	蛍光 X 線分析 (XRF: X-ray fluorescence analysis)	<p>試料に X 線(1次 X 線)を照射して含有元素の原子の内殻電子を励起し, 励起された不安定な状態から安定状態に戻る時に発生するそれぞれの元素に固有の波長(エネルギー)を持った X 線(蛍光 X 線)を観測することによって, 分析対象試料の含有元素を定性又は定量分析する。</p> <p>波長分散型(Wavelength dispersive type)とエネルギー分散型(Energy dispersive type)とに大別され, それぞれ「WDXRF」又は「WDX」, 「EDXRF」又は「EDX」と略称される。</p> <p>(補足: EDXRF は, 火山灰の主成分分析にも用いられる。)</p>	
6	走査電子顕微鏡 (SEM :Scanning Electron Microscope)	<p>電子線を試料に照射し, 表面を観察する。SEM は光学顕微鏡をはるかに凌ぐ分解能を有し, ミクロン～ナノメートル単位の分解能で, 粘土鉱物等の表面構造を把握することができる。</p>	<p>(e) 断層面上の SEM 画像(参 2.2-4 を一部抜粋) Slickenside:条線, 赤矢印は断層の運動方向。</p>
7	SEM-EDX (EDS)	<p>SEM に X 線検出器(エネルギー分散型:EDX)を取り付けることにより, SEM で観察された試料表面に分布する粒子の元素分析を行うことができる。</p>	—

	調査手法	調査手法の概要	結果事例
8	透過型電子顕微鏡 (TEM: Transmission Electron Microscope)	<p>電子線を試料に照射し、電子線の透過率の違いを利用して観察する。</p> <p>TEM は光学顕微鏡をはるかに凌ぐ分解能を有し、ミクロン～ナノメートル単位の分解能で、試料の内部構造を把握することができる。</p> <p>(補足:照射した電子線が試料を透過することが前提となるため、観察する試料は 100nm 以下まで薄く切る必要がある。)</p>	 <p>石英粒子 イライト粒子</p> <p>断層ガウジ中のイライト粒子の定向配列 (参 2.2-3 を一部改変)</p> <p>イライト粒子が石英粒子の周囲を流動的に定向配列している。</p>
9	TEM-EDX (EDS)	<p>TEM に X 線検出器 (エネルギー分散型: EDX) を取り付けることにより、試料内部に分布する粒子の元素分析を行うことができる。</p>	—
10	電子プローブマイクロアナライザー (EPMA: Electron Probe Micro Analyzer)	<p>真空中で細く絞られた電子線を固体試料表面に照射し、発生した特性 X 線を検出し、ミクロン単位で試料を構成する元素の種類・量を明らかにする。</p> <p>X 線検出方法は、波長分散型 (Wavelength Dispersive X-ray Spectrometer: WDX 又は WDS) とエネルギー分散型 (Energy Dispersive X-ray Spectrometer: EDX 又は EDS) とに大別される。</p> <p>一般に、EPMA といえば、WDX タイプを指す。</p> <p>(補足: WDX はエネルギー分解能、分析限界濃度が EDX より高いが、分析感度は低い。</p> <p>EDX は装置が小規模なため、SEM や TEM の X 線検出器としても用いられる。)</p>	 <p>断層ガウジに含まれる Si の EPMA マッピング像 (参 2.2-1 を一部改変)</p> <p>色が明るいほど Si が多く含まれる。</p>

## 参考文献

- (参 2.2-1) 相山光太郎, 佐々木俊法, 田中姿郎, 岩森暁和: 断層破碎帯の詳細構造解析に基づく断層活動性評価への試みー山田断層の破碎帯の性状ー, 日本応用地質学会平成 26 年度研究発表会講演論文集, 187-188, 2014.
- (参 2.2-2) 相山光太郎, 田中姿郎, 佐々木俊法: 断層破碎帯の詳細構造解析に基づく断層の活動性の検討: 山田断層の例, 応用地質, 58, 2-18, 2017.
- (参 2.2-3) 相山光太郎: 根室層群中に発達する非活断層の FIB-TEM 観察, 日本応用地質学会平成 30 年度研究発表会講演論文集, 179-180, 2018.
- (参 2.2-4) Aiyama, K., K. Mizoguchi, K. Hirano, S. Takizawa: Effects of sample preparation on the microstructural signatures of faulting in clay-bearing fault gouge, *Journal of Structural Geology*, 126, 100-108, 2019.
- (参 2.2-5) Nohara, S., Tanaka, S., Aiyama, K.: Three-dimensional shape and orientation analysis of rock fragments in fault gouge by using micro focus X-ray CT scanner, *The 5th ISRM Young Scholars' Symposium on Rock Mechanics and International Symposium on Rock Engineering for Innovative Future (YSRM2019 & REIF2019)*, 2019.

## 参考資料 2.3 光ルミネッセンス (OSL) 年代測定法の例

光ルミネッセンス年代測定法 (Optically Stimulated Luminescence dating) は、地層の堆積年代を求める手法である。

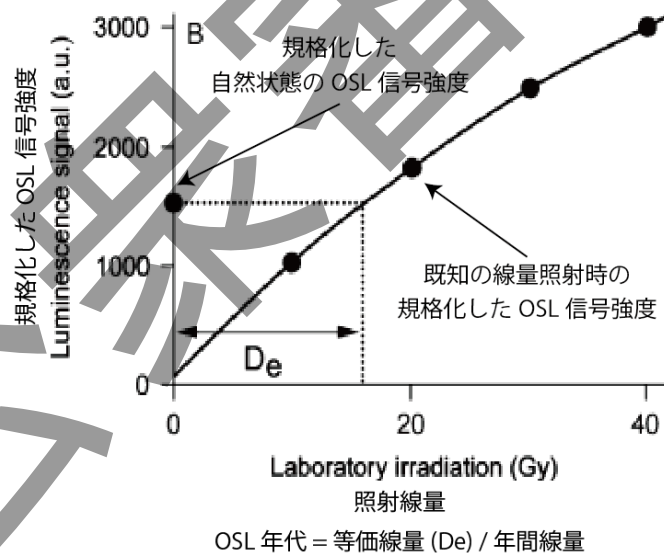
鉱物は自然放射線を浴びることで OSL 信号を蓄積する。また OSL 信号は太陽光を浴びることで、数秒～数日で消滅 (リセット) する特徴を持つ。堆積年代は放射線量に応じて蓄積した OSL 信号の量から求められる (参 2.3-1)。

OSL 年代測定法に用いられる試料は、石英とカリ長石である。OSL 信号は、試料を加熱した状態で光を照射することで発生する。測定は試料の加熱、光の照射、放射線照射を数回繰り返しながら行われる (参 2.3-2)。

OSL 法による年代値の測定限界は、石英で 10 万年前程度、カリ長石で数十万年前程度である (参 2.3-3)。

ただし、日本列島から産する石英を対象とした OSL 年代は過小評価の傾向があることが知られている。これに対し、カリ長石は時間とともに OSL 信号が減少するフェーディング現象の特徴がある (参 2.3-4,5) が、近年 postIRIR 法によりフェーディングが補正可能となっている。

日本では、OSL 年代測定法は主に海成砂層や火山灰層の年代測定において実績があり、地形・地質調査から見積もられる堆積年代と調和する年代測定結果が得られている (参 2.3-6,7)。



OSL 年代測定の原理

試料の自然状態の OSL 信号強度を測定後、同じ試料に様々な量の放射線を照射し、線量と OSL 信号強度の比例関係を明らかにする。次に、自然状態の OSL 信号強度に相当する線量 (等価線量: De) を見積もる。そして、等価線量を年間線量で除することにより OSL 年代を求める。Wintle (2008) を改変。

参図 2.3-1 OSL 年代測定の原理 (参 2.3-8)

## 参考文献

- (参 2.3-1) 塚田すみ子：ルミネッセンス年代測定法の最近の進歩－適用年代の拡大と石英の OSL 成分について－. *地質学雑誌*, 111, 643-653, 2005.
- (参 2.3-2) Wintle, A. G. and Murray, A. S. : A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41 369-391, 2006.
- (参 2.3-3) 藤原治, 柳田誠, 三箇智二, 守屋俊文：地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究, *原子力バックエンド研究*, Voi.11, No.2,2005.
- (参 2.3-4) Thomsen K. J., Murray, A. S., Jain, M. and Bøtter-Jensen, L. : Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, pp.1474-1486, 2008.
- (参 2.3-5) Huntley, D. J. & Lamothe, M. : Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, pp.1093-1106, 2001.
- (参 2.3-6) 幡谷竜太, 白井正明(2003)：浅海成堆積物の光ルミネッセンス (OSL) 年代測定－第四紀後期の地殻変動解析の高精度化に向けて－, *電力中央研究所報告*, 2003.
- (参 2.3-7) Thiel, C., Tsukamoto, S., Tokuyasu, K., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., Tanaka, K., and Shirai, M. : Testing the application of quartz and feldspar luminescence dating to MIS 5 Japanese marine deposits. *Quaternary Geochronology* 29, pp.16-29, 2015.
- (参 2.3-8) Wintle A. G. : Luminescence dating: where it has been and where it is going, *Boreas* 37, pp.471-482, 2008.

## 参考資料 2.4 小断層解析（多重逆解法）による応力状態の評価の例

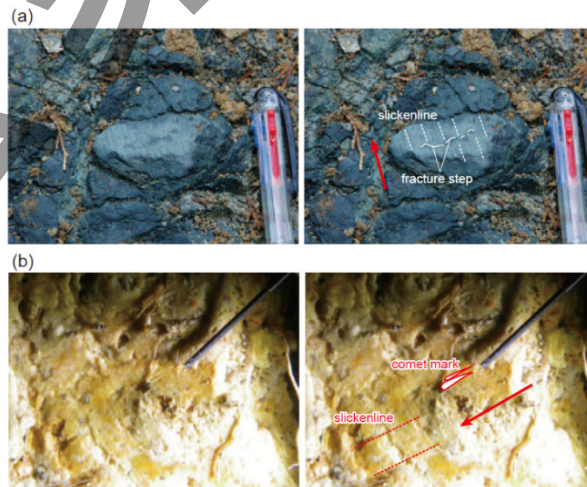
小断層解析とは、小規模な断層群（以下小断層<sup>(注)</sup>と呼ぶ）の断層パラメータを用いて、断層活動時の応力場を逆解析（インバージョン）により推定する方法である。得られた断層活動時の応力場と、地殻変動データや地震観測から推定される現在の応力場との比較によって、小断層の活動性評価に資するデータを得ることができる。

断層パラメータとしては、断層の走向、傾斜、条線<sup>(注)</sup>の方向、変位センスがあり、これらを断層スリップデータと呼ぶ。断層の走向、傾斜は主に露頭調査により、条線の方向、変位センスについては、断層面の詳細観察で把握することができる。断層面からの条線、変位センスの観察事例を参図 2.4-1 に示す。なお、変位センスは、断層を挟んだ鍵層のずれや断層近傍の引きずり構造等からも得ることができる。

断層スリップデータから、逆解析によって、その断層が活動したときの理論的な応力場（最大主応力  $\sigma_1$ 、最小主応力  $\sigma_3$ 、中間主応力  $\sigma_2$ ）と、断層面にかかる最大せん断応力の方向（断層面と条線・ずれセンス）が得られる。これを複数の小断層に適用し、各断層で観測されたすべり方向との差異（ミスフィット角）が小さくなるケースを逆解析により求めることで、それらを代表する最適な解（応力場）を得ることができる。応力逆解法のステレオネットに投影した解析例を参図 2.4-2 に示す。

また、小断層解析のうち多重逆解法は、当該地域の多数の断層スリップデータから、時間的あるいは空間的に変化する複数の応力場を識別する手法である<sup>(2.2.3-4)</sup>。<sup>(参 2.4-1)</sup>。<sup>(参 2.4-2)</sup>。得られる複数の応力場と、当該地域の地史や各応力場に対応する小断層群のグループの切り切られの関係等から、応力場の変遷を推定することができる。

（注）小断層について厳密な定義はないが、断層幅が狭く（数 mm 程度）、概ね一つの露頭で変位量が確認できる規模（～数 m 程度）の断層を指すことが多い。小断層を用いる理由として、小断層は長く複数の活動履歴を持つ大断層とは異なり、1 回限りの変位と解釈される、変位が微小なため各小断層の活動の順番を無視できる、数が多く空間分解能が高いことが挙げられる<sup>(参 2.4-1)</sup>。



第 5 図。(a)断層破砕帯に発達する断層条線。赤い矢印は、条線の構造から判断した写真手前側の岩盤のすべり方向を表す。(b)断層面上に非対称構造。写真中央部にある砂粒から右上に彗星の尾っぽのように条線が延びている。赤い矢印は、条線の構造から判断した写真手前側の岩盤のすべり方向を表す。右上の黒い棒は直径 0.5 mm のシャープペンシルの芯。

参図 2.4-1 断層面からの条線とせん断センスの観察例<sup>(参 2.4-3)</sup>



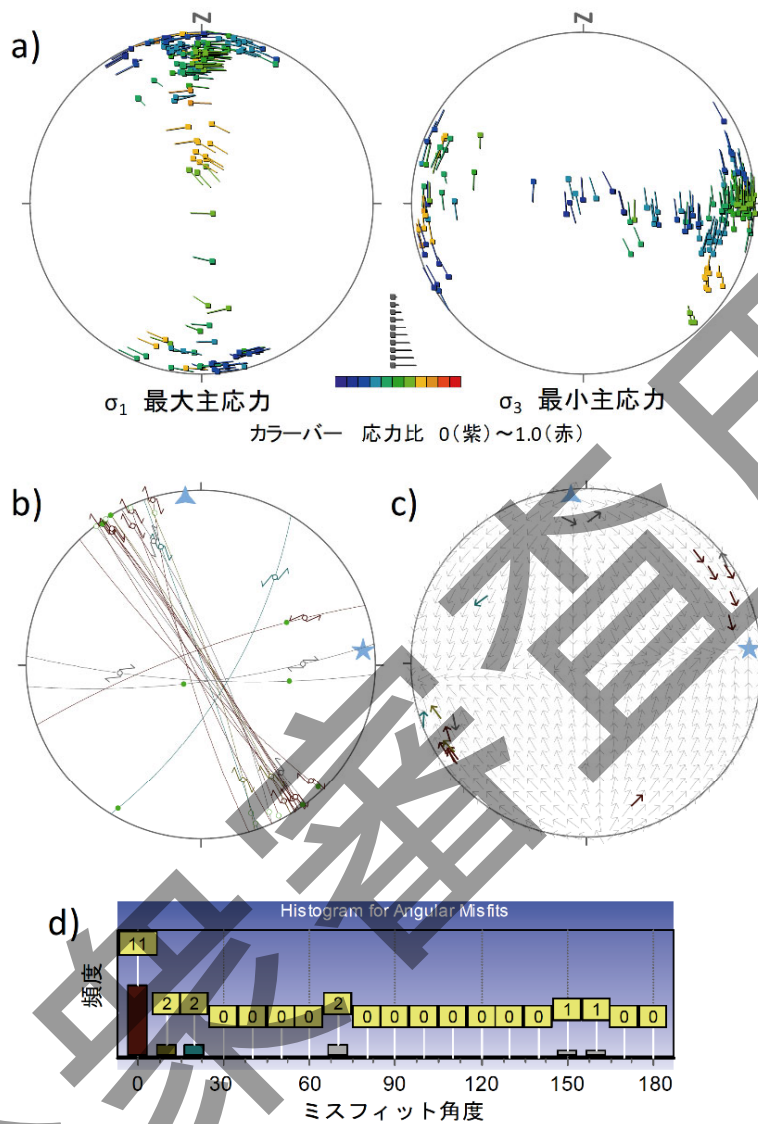


図4.5 主立坑 深度337.2~360.3mにおける主立坑断層の解析結果

- a)  $\sigma_1$ と $\sigma_3$ のステレオネット投影（下半球等角投影）；オタマジックシ状のプロットは多重逆解法プログラム<sup>85)</sup>で計算された個々の応力状態の解を示し、色は応力比・尻尾の長さは対応する $\sigma_1$ ないし $\sigma_3$ の伏角を表す。カラーバー上の下向き青矢印は設定した応力比を示す。
- b) 各断層面と糸線・ずれセンスを示すステレオネット（下半球等角投影）； $\Delta$ は $\sigma_1$ の位置， $\star$ は $\sigma_3$ の位置を示す（座標および応力比は本文を参照）。
- c) Tangent-lineation diagram（下半球等角投影）； $\Delta$ は $\sigma_1$ の位置， $\star$ は $\sigma_3$ の位置を示す（座標および応力比は本文を参照）
- d) ミスフィット角のヒストグラム；横軸はミスフィット角度，縦軸は頻度を表す。各コラムの色は角度ごとに設定しており，b)およびc)の描画色にも反映している。

参図 2.4-2 小断層解析（応力逆解法）の解析例(参 2.4-4)

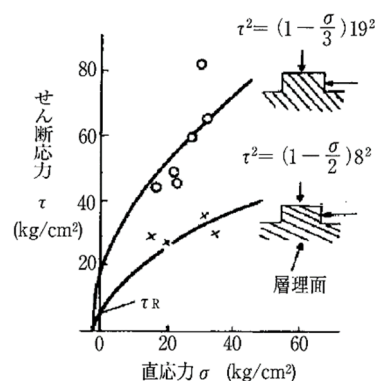
## 参考文献

- (参 2.4-1) 山路敦: 総説: 新しい小断層解析, 地質学雑誌, 第 107 号, 第 7 号, p461-479, 2001.
- (参 2.4-2) 山路敦, 佐藤活志, 大坪誠: 多重逆解法ソフトウェアパッケージ, User's Guide, 2006. [http://www.kueps.kyoto-u.ac.jp/~web-bs/yamaji/PDS/man\\_j.pdf](http://www.kueps.kyoto-u.ac.jp/~web-bs/yamaji/PDS/man_j.pdf)
- (参 2.4-3) 藤内智士, 重松紀生, 今西和俊, 吾妻崇, 溝口一生, 大谷具幸, 沓名亮輔: 地震学的に推定される応力と地質学的に推定される活断層の運動方向との比較: 阿寺断層系の例, 活断層・古地震研究報告, No.11, p139-150, 2011.
- (参 2.4-4) 日本原子力研究開発機構 地層処分研究開発部門 東濃地科学研究ユニット, 田上 雅彦, 山田 泰広, 山下 佳彦, 宮川 歩夢, 松岡 俊文, 薛 自求, 辻 健, 鶴田 忠彦, 松岡 稔幸, 天野 健治, 濱 克宏, 笹尾 英嗣: 地質構造発達プロセスに基づく地質モデリング技術の開発(共同研究), JAEA Research 2012-036, 2012.

## 参考資料 2.5 岩盤の異方性の測定例

### (1) 静的せん断強さの異方性の測定例

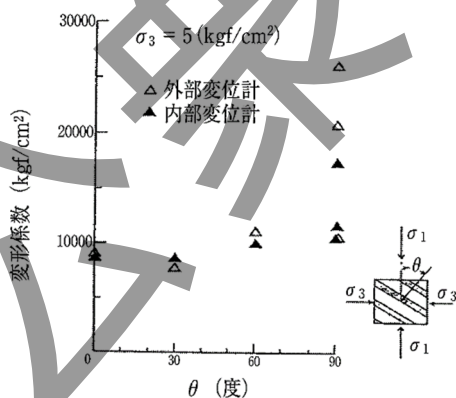
参図 2.5-1 は、層状岩盤の岩盤せん断試験結果の例である。層理面の傾斜状況によりせん断強さが大きく異なることがわかる。つまり、層理面となす角度が小さい方向にせん断した場合（図中×印）の方が、層理面となす角度が大きい方向にせん断した場合（図中○印）よりもせん断強さが小さい。



参図 2.5-1 層理面による岩盤のせん断強さの異方性(参 2.5-1)

### (2) 静的変形特性の異方性の測定例

参図 2.5-2 は、層状岩盤の原位置三軸圧縮試験結果の例である。同図は、側圧  $\sigma_3$  が 0.5, 1.0MPa の結果であるが、いずれも載荷方向と層理面の法線となす角度にして変形係数が変化しており、静的変形特性の異方性が認められる。



参図 2.5-2 層理面による岩盤の変形係数の異方性(参 2.5-2)

## 参考文献

- (参 2.5-1) 日比野敏, 本島睦, 林正夫: 異方性岩盤における大空洞掘削時の周辺岩盤の挙動解析及び実測値に関する考察, 電力中央研究所報告 376022, 1977.  
 (参 2.5-2) 土木学会: 岩盤上の大型構造物基礎, 1998.

## 参考資料 2.6 礫岩の測定例

人工の供試体を用いた礫岩の力学特性に関する研究は、これまでにいくつか行われており(参 2.6-1),(参 2.6-2), 最大礫径に対する供試体直径の比, 礫率等が力学特性に影響を与えることが報告されている。

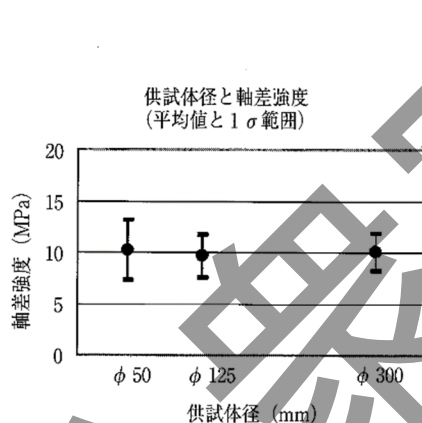
一方, 天然の礫岩ではそれらが力学特性にあまり影響を与えないことが報告されている。天然の礫岩の試験例を以下に示す。

### (1) 供試体寸法と力学特性との関係

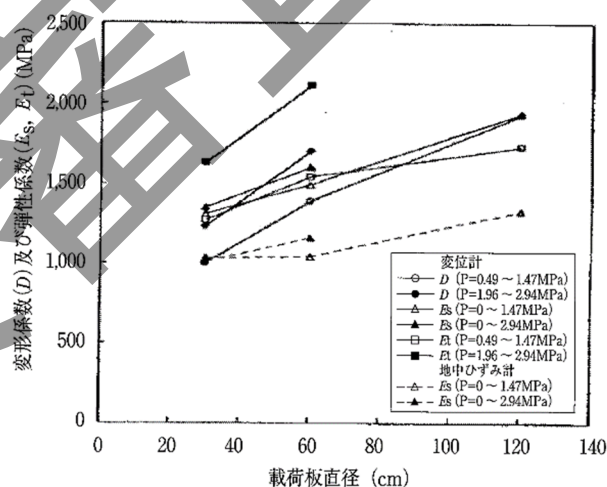
供試体寸法と三軸圧縮試験により求めた軸差強度(静的せん断強さの2倍)との関係を検討した例を参図 2.6-1 に示す。これによれば, 供試体寸法は静的せん断強さに大きな影響を与えないことが分かる。

なお, 文献によると, 礫の  $D_{50}$  の最大値は 49mm とされている。

供試体寸法(平板載荷試験の載荷板直径)と平板載荷試験により求めた弾性係数との関係を検討した例を参図 2.6-2 に示す。これによれば, 載荷板直径は弾性係数に若干影響を与えている(図中の点線)ことが分かる。なお, 文献によると, 礫径は 5mm~60cm とされている。



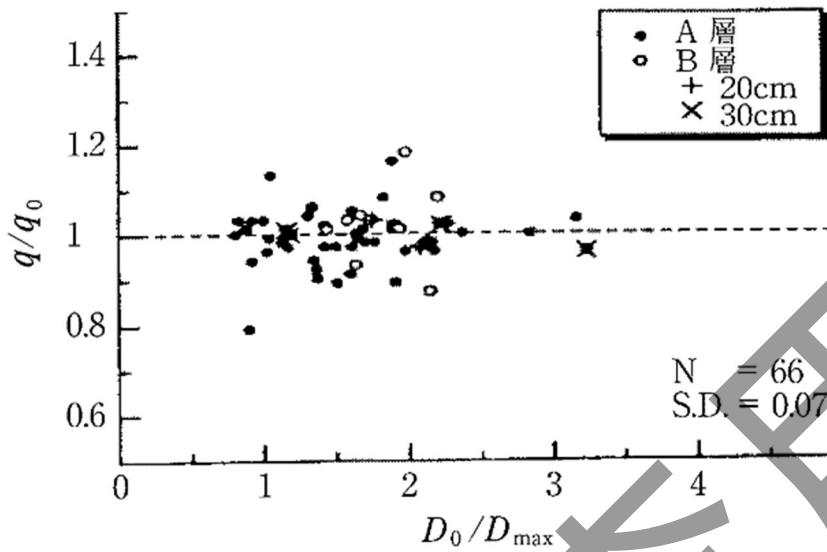
参図 2.6-1 供試体径と軸差強度との関係(参 2.6-3)



参図 2.6-2 載荷板直径と弾性係数との関係(参 2.6-4)

### (2) 最大礫径に対する供試体直径の比と力学特性との関係

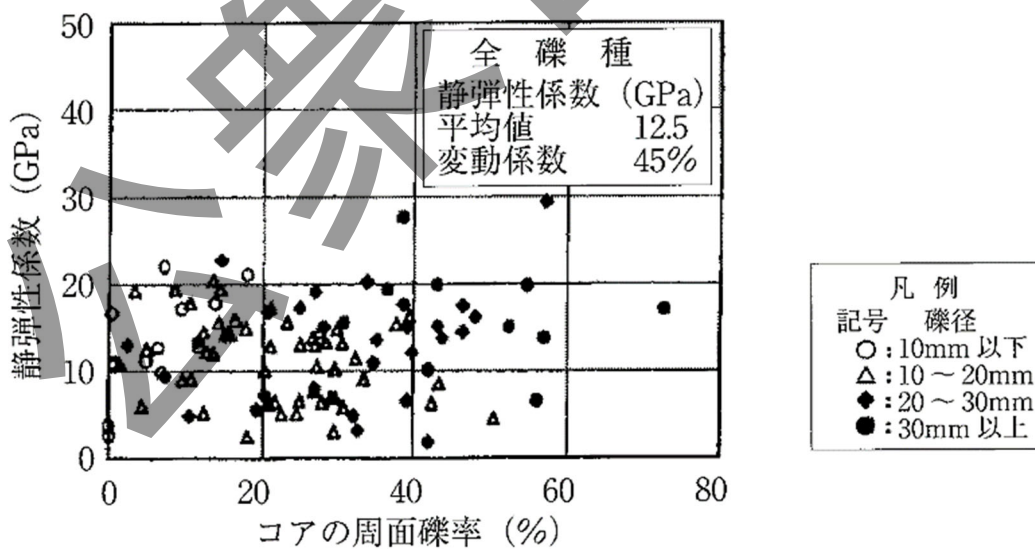
無次元化した供試体寸法, すなわち, 最大礫径に対する供試体直径の比と三軸圧縮試験により求めた静的せん断強さ(図では破壊時の平均有効応力で正規化)との関係を検討した例を参図 2.6-3 に示す。これによれば, 最大礫径に対する供試体直径の比(参図 2.6-3 では  $D_0/D_{max}$ ) が 1~3 と小さくても静的せん断強さに大きな影響を与えないことが分かる。



参図 2.6-3 最大礫径に対する供試体直径の比 ( $D_0/D_{max}$ ) とせん断強さ ( $q/q_0$ : 正規化表示) との関係(参 2.6-5)

### (3) 礫率と力学特性との関係

礫率と一軸圧縮試験により求めた弾性係数との関係を検討した例を参図 2.6-4 に示す。これによれば、礫率は弾性係数に大きな影響を与えないことが分かる。



参図 2.6-4 礫率と弾性係数との関係(参 2.6-6)

## 参考文献

- (参 2.6-1) 小林隆志, 吉中龍之進: 礫混じり軟岩の強度・変形特性に関する研究, 土木学会論文集, No.487/Ⅲ-26, pp.31-40, 1994.
- (参 2.6-2) 岡田哲実, 野崎隆司, 伊藤洋, 中村敏明: 礫岩の物性評価に関する研究—礫と基質の境界面のせん断強度に着目した強度評価, 電力中央研究所研究報告, U00024, 2000.
- (参 2.6-3) 柳沢賢, 高尾誠, 中原和彦, 船戸明雄: 室内岩石試験による火山砕屑岩の物性評価, 第 38 回地盤工学研究発表会講演集, pp.529-530, 2003.
- (参 2.6-4) 五月女敦, 杉山弘泰, 吉中龍之進, 長田昌彦: 平板載荷試験による火山角礫岩の変位挙動とその数値解析, 第 31 回岩盤力学に関するシンポジウム講演会論文集, pp.1-7, 2001.
- (参 2.6-5) 吉中龍之進, 長田昌彦, 五月女敦, 杉山弘泰, 浜野久美: 三軸圧縮試験による火山角礫岩の強度及び変形特性, 土木学会論文集 No.673/Ⅲ-54, pp.85-100, 2001.
- (参 2.6-6) 片川秀基, 橋本徹, 平野秀次, 村上弘行: 天然の礫混じり岩石の力学的性質に及ぼす礫分の影響について, 土木学会論文集 No.659/Ⅲ-52, pp.77-86, 2000.

## 参考資料 2.7 岩石の動的強度を評価するための試験方法

地盤工学会において、岩石の動的強度を評価するための2つの三軸試験方法が標準化された。1つは多段階（応力増分：静的強度の1/5，繰返し回数：10波，周波数：0.1～1Hz）で載荷する試験法で、もう1つは一定振幅（周波数：0.1～1Hz）で破壊するまで載荷する疲労特性を求めるための試験法である。この2つの試験を組み合わせることで、不規則波における動的強度の計算方法が基準の解説に紹介されている(参2.7-1)。(参2.7-2)。

それは、①繰返し回数（疲労）の効果，②載荷速度（載荷周波数）の効果，の二つを考慮し，これに線形累積損傷則を適用して，規則波や不規則波載荷の効果を評価するものである。提案した数理モデルを用いることにより，以下の手順で「動的強度」を求めることができる（参図2.7-1）。

- ① 代表する周波数で，数種類の軸差応力振幅の繰返し載荷による三軸圧縮試験を行う。軸差応力振幅は破壊するまで一定とする。これは標準化されたJGS 2562(参2.7-3)と同様である。
- ② 上記の①の結果を元に，横軸に繰返し回数（対数），縦軸に正規化した応力比をとり，疲労関数 $f_1$ を求める（論文中ではある関数が示されているが，「動的強度」の算定において，関数の形は限定されない）。
- ③ オーダーの異なる数種類の載荷速度で，単調載荷の試験を行う。載荷速度の範囲は，①の載荷周波数を網羅するように設定する。
- ④ 上記の③の結果を元に，横軸にひずみ速度（対数），縦軸に圧縮強さをとり，速度関数 $f_2$ を求める（論文中ではある関数が示されているが，「動的強度」の算定において，関数の形は限定されない）。
- ⑤ 上記の②，④で求めた関数 $f_1$ と $f_2$ ，破壊に至るまでの損傷の影響をモデル化した損傷関数 $f_3$ を用いて様々な規則波及び不規則波（地震波）で「動的強度」を求める。また必要があれば，「静的強度」と比較する。

上記の方法の検証として，人工砂岩を用いた多段階繰返し非排水三軸圧縮試験（参図2.7-2），凝灰岩を用いた多段階繰返し一面せん断試験を行い，試験と上記の計算から得られた「動的強度」を比較している。その結果（参図2.7-3），数理モデルを用いて計算した「動的強度」は，実験から得られた「動的強度」と比較してやや小さな値となったが，規則波や不規則波による「動的強度」を概ね評価できたことが示されている。

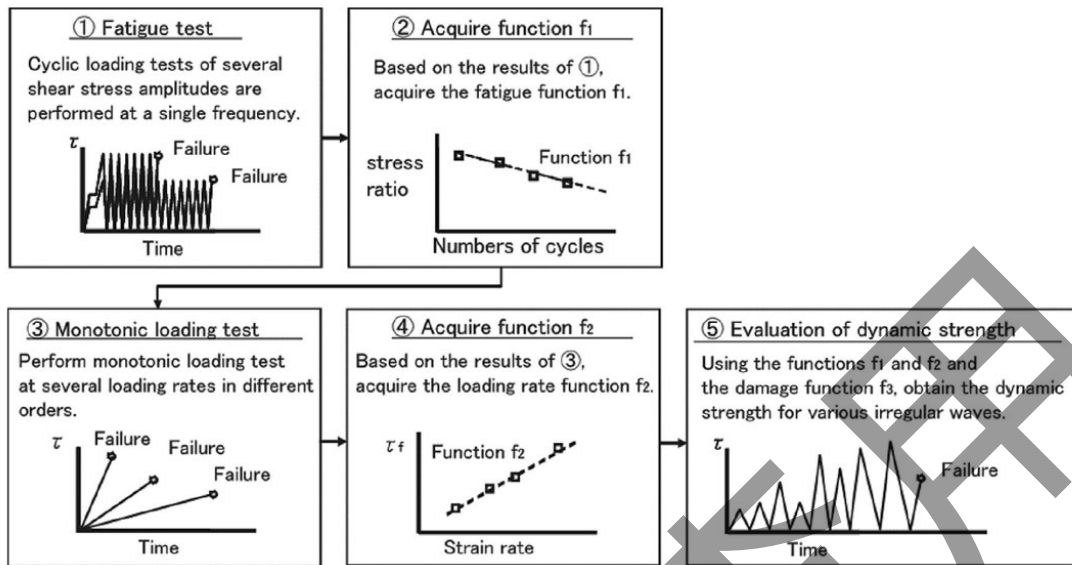


Fig. 2. Process to obtain dynamic shear strength.

参図 2.7-1 任意波形に対する「動的強度」の評価法(参 2.6-2)

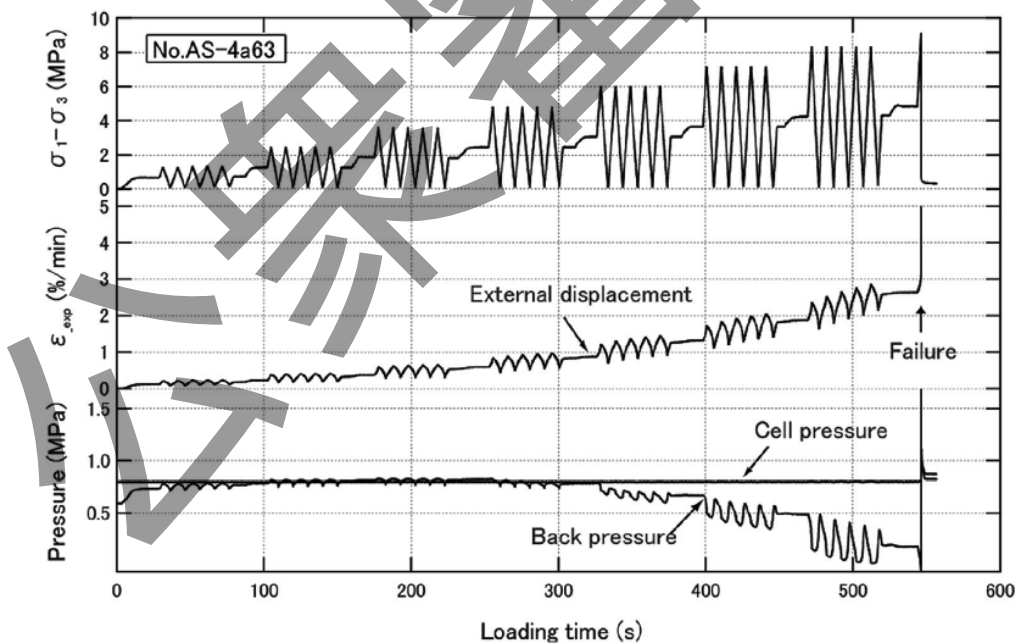


Fig. 14. Example of a multistep cyclic loading test (series AS-4).

参図 2.7-2 人工砂岩の多段階繰返し非排水三軸圧縮試験の一例(参 2.6-2)



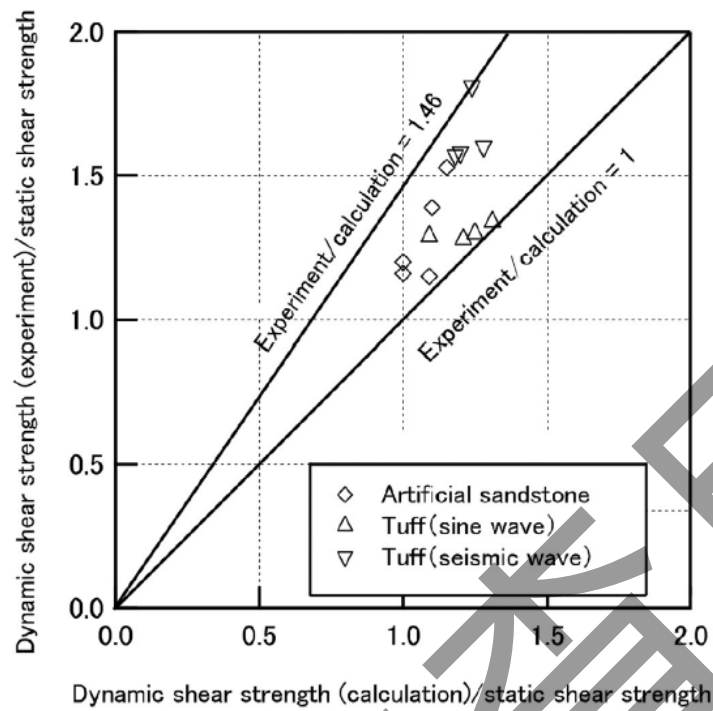


Fig. 20. Comparison between experimental and calculated results.

参図 2.7-3 「動的強度」の実験結果と計算結果の比較(参 2.6-2)

#### 参考文献

- (参 2.7-1) 岡田哲実, 伊藤洋: 岩盤の動的強度評価法の室内試験による検証, 電力中央研究所研究報告, N09029, 2010.
- (参 2.7-2) Okada, T. & Naya, T: A new model for evaluating the dynamic shear strength of rocks based on laboratory test data for earthquake-resistant design, Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering 11 ,979-989, 2019.
- (参 2.7-3) 地盤工学会: 岩石の疲労特性を求めるための繰返し非排水三軸圧縮試験方法 (JGS2562-2012) ,2013.

### 第3章 基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価

国土交通省

## 第 3 章 目 次

3.1	基本事項	.....
3.1.1	適用範囲	.....
3.1.2	用語の定義	.....
3.2	地震力に対する基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価	.....
3.2.1	評価の手順	.....
3.2.2	基礎地盤及び周辺斜面のモデル化	.....
3.2.2.1	物性値の設定	.....
3.2.2.2	評価対象断面の選定	.....
3.2.3	すべり面の設定	.....
3.2.4	動的解析（周波数応答解析）による安定性評価	.....
3.2.4.1	解析手法	.....
3.2.4.2	入力地震動	.....
3.2.4.3	評価基準	.....
3.2.5	静的非線形解析等による安定性評価	.....
3.2.5.1	解析手法	.....
3.2.5.2	入力地震力	.....
3.2.5.3	評価基準	.....
3.2.6	動的解析（時刻歴応答解析）等による安定性評価	.....
3.2.6.1	解析手法	.....
3.2.6.2	入力地震動	.....
3.2.6.3	評価基準	.....
3.3	地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価	.....
3.3.1	評価の手順	.....
3.3.2	評価基準	.....
附属書 3.1	基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価の流れ	.....
附属書 3.2	地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価の流れ	.....

参考文献	.....
参考資料 3.1	基礎地盤の安定性評価手順 .....
参考資料 3.2	周辺斜面の安定性評価手順 .....
参考資料 3.3	弱層のモデル化 .....
参考資料 3.4	アンカー工を有する地震時安定性評価 .....
参考資料 3.5	抑止杭工を有する斜面の地震時安定性評価 .....
参考資料 3.6	地盤安定性評価における減衰定数 .....
参考資料 3.7	鉛直地震動入力を考慮した等価線形解析における 地盤剛性，減衰定数の設定に関する留意点 .....
参考資料 3.8	地盤物性値のばらつきの影響評価 .....
参考資料 3.9	斜面崩落による土塊等の到達距離の事例 .....
参考資料 3.10	斜面崩落による土塊・岩塊等の到達距離の評価例 .....
参考資料 3.11	基礎地盤及び周辺斜面の耐震安定性評価基準値 .....
参考資料 3.12	ニューマーク法を用いた斜面の変位量評価例 .....
参考資料 3.13	動的解析（時刻歴応答解析）を用いた 斜面の地震時変位量の評価例 .....
参考資料 3.14	盛土の被害程度と沈下量の目安 .....
参考資料 3.15	食い違い弾性論を用いた 過去の地震時の地盤変位量の再現事例 .....
参考資料 3.16	地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価フローの一例 .....
参考資料 3.17	動力学的破壊進展モデル等を用いた断層変位評価例 .....

公衆衛生局

## 3.1 基本事項

### 3.1.1 適用範囲

本章は、耐震重要施設等が設置される基礎地盤（以下、「基礎地盤」という。）及び耐震重要施設等の周辺斜面（以下、「周辺斜面」という。）の安定性評価に適用する。

#### 【解説】

「基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価に係る審査ガイド」（2013年6月19日、原子力規制委員会）では、以下のとおり記載されている。

- ・原子炉建屋等が設置される基礎地盤は、将来も活動する可能性のある断層等の露頭が無いことが確認された地盤であり、想定される地震動の地震力に対して、当該地盤に設置する耐震設計上の重要度分類Sクラスの機器及び系統を支持する建物及び構築物の安全機能が重大な影響を受けないことを確認する。
- ・地震発生に伴う地殻変動による基礎地盤の傾斜及び撓みにより、重要な安全機能を有する施設が重大な影響を受けないこと。
- ・地震発生に伴う周辺地盤の変状による建物及び構築物間の不等沈下、液状化、揺すり込み沈下等により、当該建物及び構築物の安全機能が重大な影響を受けないこと。
- ・Sクラスの施設の周辺斜面が、想定される地震動の地震力により崩壊し、当該施設の安全機能が重大な影響を受けないことを確認する。

また、地盤安定性評価に係る最新の知見として、「原子力発電所の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価技術<技術資料>」（2009年、土木学会）<sup>(3.1.1-1)</sup>、「基礎地盤及び斜面の安定性に係る設計・リスク評価手引き」（2014年、原子力安全基盤機構）<sup>(3.1.1-2)</sup>、「原子力発電所敷地内断層の変位に対する評価手法に関する調査・検討報告書」（2013年、原子力安全推進協会）<sup>(3.1.1-3)</sup>、「断層の活動性と工学的リスク評価 調査専門委員会報告書」（2017年、日本原子力学会）<sup>(3.1.1-4)</sup> などがある。

なお、杭基礎等で支持される基礎地盤の評価については、「乾式キャスク貯蔵建屋基礎構造の設計に関する技術指針（JEAG4616-2003）」（2003年、日本電気協会）を参照する。また、周辺地盤の変状の評価については、「原子力発電所耐震設計技術規程（JEAC4601-202X）」（202X年、日本電気協会）の「第5章 屋外重要土木構造物他の耐震設計」を参照する。

### 3.1.2 用語の定義

#### (1)基礎地盤

本章で対象とする基礎地盤とは、耐震重要施設等が設置される地盤のことをいう。

#### (2)周辺斜面

本章で対象とする周辺斜面とは、地震力により崩壊した場合に、耐震重要施設等の安全機能が重大な影響を受ける可能性のある斜面のことをいう。

#### (3) 地殻変動

本章で対象とする地殻変動とは、地震に伴い発生する地盤の変位・変形のことをいう。

#### 【解 説】

##### (1) 基礎地盤

耐震重要施設等とは、新規制基準において耐震重要施設<sup>(1)</sup>及び重大事故等対処施設を含む。また、基礎地盤はクリープ等により常時で沈下しない地盤であり、平板載荷試験などにより得られる変形係数<sup>(2)</sup>又はクリープ試験から得られるクリープ係数<sup>(3)</sup>を用いて、弾性論に基づいて簡便的に評価できることが望ましい。

##### (2) 周辺斜面

周辺斜面は、斜面法尻から耐震重要施設等との離隔距離が、約 50m 以内あるいは斜面高さの約 1.4 倍以内の斜面を基本とするのがよい（参考資料 3.9 参照）。

注(1) 設計基準対象施設のうち地震の発生によって生ずるおそれがある安全機能の喪失に起因する放射線による公衆への影響の程度が特に大きいもの

注(2) 応力-ひずみ関係の勾配。地盤を弾性と仮定した場合にはヤング率に相当する。

注(3) 弾性変位に対するクリープ変位（一定の荷重下で進行する変位）の比率

## 3.2 地震力に対する基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価

### 3.2.1 評価の手順

基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価においては、動的解析（周波数応答解析）を主体に検討を行う。

なお、必要に応じて、動的解析（周波数応答解析）による安定性評価を行う前に、適切なすべり面を選定するためのすべり面法<sup>(1)</sup>等の慣用法による検討を行うこともできる。

動的解析（周波数応答解析）における評価項目として、基礎地盤は「基礎地盤のすべり」、「基礎の支持力」及び「基礎底面の傾斜」の3項目であり、周辺斜面は「周辺斜面のすべり」の1項目である。

これら評価項目において、評価基準値を満足するものの、岩盤又は弱層の破壊が周辺へ広がる可能性がある場合においては、静的非線形解析等により検討を行う。一方、評価基準値を満足しない場合、動的解析（時刻歴応答解析）等により変位量を算定し、耐震重要施設等の安全機能に重大な影響を与えないことを確認する。

なお、耐震重要施設等の安全機能に重大な影響を与える可能性がある場合においては、対策工の検討を行い、再度安定性評価を行う。

#### 【解説】

基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価の流れを「附属書 3.1 基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価の流れ」に示す。

基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価の手順については、原子力安全基盤機構によって参考資料 3.1、3.2 のように整理されている。

基礎地盤及び周辺斜面の主たる構成材料は岩盤であり、全応力解析<sup>(2)</sup>を基本とするのがよい。ただし、液状化の可能性があり、安定性評価へ影響が考えられる場合においては、有効応力解析<sup>(3)</sup>による検討も必要に応じて実施することができる。また、すべり面法等の慣用法による検討にはすべりに対する検討並びに支持力及び変形に対する検討がある。

動的地震力によるすべり安定性検討に先立ち、すべり面法等の慣用法による検討を用いる場合は、基礎底面より上にある地盤あるいは構造物に作用する地震力（慣性力）を静的に作用させたときの基礎底面のすべり安定性を検討することが望ましい。基礎底面よりも地下水面が高く、揚圧力<sup>(4)</sup>が作用すると考えられる場合には、揚圧力も考慮して基礎底面のすべり安定性を評価するのがよい。

支持力に対する安定性の評価については、簡便的に原位置の支持力試験による値を常時・地震時の基礎底面の接地圧と比較することにより行うことができる。



変形に対する安定性の評価は、平板載荷試験などにより得られる変形係数などを用いて行う。

なお、評価対象が硬岩であり、あらかじめ支持力及び変形に対して十分な安定性を有することが想定できる場合には、検討を省略することができる。

注(1) 地震力（慣性力）を静的に作用させたときに、すべり面上で作用するせん断応力と抵抗力の比を用いて安定性を評価する手法である。

注(2) 地盤は間隙を有する固体（土粒子）と、その間隙を満たす水および空気から構成されるが、土粒子と水に作用する応力に基づいて評価を行う解析

注(3) 土粒子に作用する応力のみに基づいて評価を行う解析

注(4) 構造物に対して上方向にかかる圧力

### 3.2.2 基礎地盤及び周辺斜面のモデル化

動的解析(周波数応答解析)による基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価に用いるため、地質・地盤調査の結果に基づき、モデル化を行う。

解析モデルは地盤分類、物性値の分布に基づいて適切に定める。

#### 【解 説】

##### (1) 解析範囲及び境界条件

解析範囲及び境界条件については、これらが評価結果に影響を及ぼすことがないように、適切に設定することが望ましい。具体的には、動的解析用モデル下端の深さは、地形による影響及び建屋から生じる逸散波動が、入射波動に比して十分に無視しうる深さであればよい。逸散エネルギーを吸収するように考慮された境界条件を用いる場合にはモデル下端をより浅くしてもよく、一般に基礎底面幅の1.5～2倍とすることが多い<sup>(3.2.2-1)</sup>。

動的解析用モデルの側方境界はそれぞれ基礎底面幅の2.5倍以上離れた点に設ければよいことが多い。また、側方にエネルギー伝達境界を設けることにより解析範囲を縮小することができる。

##### (2) 弱層のモデル化

弱層のモデル化については、ジョイント要素又はソリッド要素があり、これらのモデル化の違いによる解析結果の差は小さいことが報告されているため、いずれのモデルを用いてもよい（参考資料 3.3 参照）。

なお、ソリッド要素を用いる場合は、解析が不安定にならないようにモデルのアスペクト比に留意することが望ましい。

### (3) 初期応力

地震時の安定性を検討する場合には、自然地山若しくは切土、盛土により形成された状態の応力を初期状態とするが、その評価は、一般に地形、地質状態、地下水位、建物・構築物を考慮した自重解析により行われる。自重解析に用いる解析用物性値については、基礎地盤及び周辺斜面が等方応力状態であると仮定し適切に設定することが望ましい。ただし、地質・地盤調査結果から判断して等方応力状態ではないおそれがある場合には、初期地圧測定結果に基づき適切に設定するのがよい。

### (4) 地下水位

通常、斜面の安定解析においては、地下水位より下の地盤は飽和状態にあると考えることが多い。盛土斜面又は土質材料からなる地盤が飽和状態の場合には地震時のせん断応力の作用により過剰間隙水圧<sup>(1)</sup>が発生し、すべりに対する安定性が低下することが考えられる。また、地下水位の設定については、地下水調査、降雨の計測の結果等に基づいて、周辺の地下水流動場、発生する可能性が高い降雨強度等を考慮して設定することが望ましい。

### (5) 対策工

対策工として、アンカー工<sup>(2)</sup>、抑止杭工<sup>(3)</sup>などがあるが、これらを有する基礎地盤及び周辺斜面については、必要に応じて適切にモデル化に反映することが望ましい（参考資料 3.4, 3.5 参照）。

注(1) 地盤（土粒子）の体積が減少することで増加する間隙水圧

注(2) 斜面等において鋼材等の引張材を設置することで地すべりを防止する工法

注(3) 斜面等において鋼管杭等の杭を設置することで地すべりを防止する工法

### 3.2.2.1 物性値の設定

解析に使用する物性値は、解析手法及び解析条件に応じて定める。

なお、各物性値の評価は「2.3 基礎地盤及び周辺斜面に関する調査」に従って行う。

地盤物性値のばらつきが設計、評価の結果に影響を及ぼすと考えられる場合には、適切な手法によってばらつきの影響を評価する。

#### 【解説】

解表 3.2.2.1-1 に解析手法と物性値との組合せの例を示す。

解表 3.2.2.1-1 解析手法と物性値との組合せの例

解析手法		物性値							
		単位体積重量	静的せん断強さ 引張り強さ	静弾性係数	静ポアソン比	動的せん断強さ 引張り強さ	動弾性係数 <sup>(2)</sup>	動ポアソン比	減衰定数 <sup>(2)</sup>
3.2.4 動的解析 (周波数応答解析) による安定性評価	動的解析 (周波数応答解析)	○	○	○ <sup>(4)</sup>	○ <sup>(4)</sup>	○ <sup>(1)</sup>	○	○	○ <sup>(3)</sup>
3.2.5 静的非線形解析等 による安定性評価	静的解析 (非線形解析)	○	○	○	○	—	—	—	—
3.2.6 動的解析 (時刻歴応答解析) 等 による安定性評価	動的解析 (ニューマーク法)	○	○	○ <sup>(4)</sup>	○ <sup>(4)</sup>	○ <sup>(1)</sup>	○	○	○ <sup>(3)</sup>
	動的解析 (時刻歴応答解析)	○	○	○ <sup>(5)</sup>	○ <sup>(5)</sup>	○ <sup>(1)</sup>	○ <sup>(5)</sup>	○ <sup>(5)</sup>	○ <sup>(3)</sup>

注(1) 動的解析に用いるせん断強さについては、動的せん断強さを適用することが望ましいが、一般に硬岩及び軟岩の動的せん断強さは、強度の低下をもたらす主因である荷重の繰返し回数の影響が、土のそれに比べて小さいと考えられ、動的せん断強さは静的せん断強さを下回らないとされていることから、静的なせん断強さを参考に設定してもよい(2.3.3.3 地盤の物性 (3)動的強度特性参照)。

なお、地盤強度に達するような大きな応力が発生する場合には、残留強度を用いる。

注(2) 動弾性係数及び減衰定数のひずみ依存特性を含む。

注(3) すべり安全率に対する減衰定数の影響については、その影響が小さいこと、慣用値が安全側の評価となっていることが報告されている(参考資料 3.6 参照)。

注(4) 自重解析に用いる。

注(5) 自重解析に用いる物性は、解析手法によって選択する。

表層地盤、弱層などが、地下水位以深に存在し、間隙水の取り扱い（体積弾性係数）が鉛直方向の応答又は地盤の安定性に大きな影響を及ぼす可能性が考えられる場合には、適切な物性を設定することが重要である（参考資料 3.7 参照）。

すべり安全率に対する地盤物性値のばらつきの影響については、一般に強度特性が支配的であり、変形特性の影響は小さい。したがって、一般に強度特性のばらつきのみ考慮しておけばよい（参考資料 3.8 参照）。

国土交通省 国土利用

### 3.2.2.2 評価対象断面の選定

基礎地盤の評価対象断面は、地形、地質、地盤等の状況を考慮して選定する。

なお、原子炉建屋については、炉心を通過する断面を基本とする。

周辺斜面の評価対象断面は、斜面法尻から耐震重要施設等との離隔距離が、約 50m 以内あるいは斜面高さの約 1.4 倍以内の斜面のうち、斜面高さ、斜面勾配、風化岩の厚さ及びすべりの方向を考慮し、適切に選定する。

#### 【解 説】

周辺斜面の評価対象断面については、斜面法尻から耐震重要施設等との離隔距離が、約 50m 以内あるいは斜面高さの約 1.4 倍以内の斜面を基本とするのがよい(参考資料 3.9 参照)。また、必要に応じて、地盤の大変形から破壊に至る挙動を考慮できる解析法(個別要素法<sup>(1)</sup>等)を用いた評価で耐震重要施設等へ到達する可能性がある場合においては、安定性評価の対象とすべき斜面として選定してもよい(参考資料 3.10 参照)。

注(1) 岩盤を不連続面に囲まれたブロックあるいは粒子の集合体と考え、各ブロック・粒子の運動方程式を時間差分法で解くことでブロック・粒子の運動を解析する手法。参図 3.10-2 のように岩塊群を粒子の集合体でモデル化して解析する。

### 3.2.3 すべり面の設定

動的解析(周波数応答解析)で評価するすべり面は、基礎底面を通るすべり面のほか、基礎地盤及び周辺斜面の応力状態から想定されるすべり面、弱層などに沿った想定すべり面を設定する。また、必要に応じてすべり面法又は静的解析により安定性が低いすべり面についても設定する。

なお、絞り込んだすべり面の妥当性を確認するため、動的解析(周波数応答解析)より得られた弱層及び要素ごとの局所安全係数、潜在すべり面(モビライズド面)の向きなどを確認し、必要に応じてすべり面の追加も行う。

#### 【解 説】

すべり面法又は静的解析により、安定性が低いすべり面を絞り込む際に用いる地震力は、原則として以下の地震力とするのがよい。

なお、動的解析(周波数応答解析)結果による応答値から算出した等価震度を用いてもよい。

- ・建物・構築物から基礎底面に作用する地震力は「原子力発電所耐震設計技術規程(JEAC4601-202X)」(202X年, 日本電気協会)「3.1.4.2 地震力の算定」に基づき算定する。

- ・基礎地盤に作用する地震力  $K_H=0.2$ ,  $K_V=0.1$
- ・周辺斜面に作用する地震力  $K_H=0.3$ ,  $K_V=0.15$

### 3.2.4 動的解析（周波数応答解析）による安定性評価

#### 3.2.4.1 解析手法

基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価を行うに当たっては、周波数応答解析法による線形又は等価線形解析により検討を行うことを基本とする。

解析は2次元解析を基本とし、必要に応じて3次元解析を行う。

#### 【解説】

動的解析による安定性評価は、一般に次の解析手順で行う。

- ① 自重によって発生する地盤内の初期応力の算定
- ② 水平・鉛直地震動の作用による応答値（地盤内応力、加速度、変位など）の算定
- ③ ①及び②の結果の合応力による地盤内応力の算定
- ④ ③で得られた応力を用いた地盤の安定性評価

線形解析においては、自重解析、水平地震動による応答解析及び鉛直地震動による応答解析を別々に実施し、その結果を適切に重ね合わせて評価してもよい。

地盤剛性及び減衰定数のひずみ依存性を考慮した等価線形解析においては、その収束計算において水平地震動による応答及び鉛直地震動による応答の同時性を考慮することが望ましい。

通常の場合、地質的な弱面が存在しないかぎり、側面拘束の影響、すべり面形状の凹凸による摩擦抵抗の増加などにより、3次元解析の結果は2次元解析の結果よりも一般に安定度が高まる傾向にあるため、必要に応じて、3次元解析又は2次元解析を重ね合わせた擬似3次元的な構造を考慮した解析を行うこともできる。

### 3.2.4.2 入力地震動

動的解析に用いる地震動は、敷地内の地質構造等を考慮し、解放基盤表面で定義された基準地震動  $S_s$  を一次元波動理論などに基づき解析モデルの下端まで引き戻し又は引き上げた地震動とする。

#### 【解説】

基準地震動  $S_s$  の設定については、「第1章 基準地震動策定」を参照する。

引き戻しの方法については、一次元を基本として行うが、敷地内の地質構造又は弾性波速度構造が不均質な地盤では、二次元の地盤構造モデルにより引き戻しを行うことが合理的であるため、地質構造等に応じて選択することが望ましい。また、基準地震動  $S_s$  については、必要に応じて位相反転の影響についても検討することが望ましい。

### 3.2.4.3 評価基準

#### (1) すべりに対する検討

基礎地盤及び周辺斜面のすべりに対する安定性は、「すべり安全率」を用いて評価する。

設定したすべり面に対して、せん断力のつり合いを考慮して式(3.2.4.3-1)などからすべり安全率を求めて評価する。

$$F_s = R/L \dots\dots\dots (3.2.4.3-1)$$

$F_s$  : すべり面におけるすべり安全率

$R$  : すべり面上のせん断抵抗力の和

$L$  : すべり面上のせん断力の和

すべり安全率に対する評価基準値は、基礎地盤は 1.5、周辺斜面は 1.2 とし、すべり安定性評価では、すべり安全率が評価基準値以上であることを確認する。

#### 【解説】

基礎地盤のすべり安定性評価に対する評価基準値「1.5」及び周辺斜面のすべり安定性に対する評価基準値「1.2」との関係について、その確率論的な意味について検討した報告がある（参考資料 3.11 参照）。

## (2) 支持力及び傾斜に対する検討

基礎地盤の支持力に対する評価基準値は、極限支持力<sup>(1)</sup>が地震時接地圧よりも大きいことを確認する。

なお、支持力としては、根入れ<sup>(2)</sup>の効果を考慮することができる。

基礎底面の傾斜については、許容される傾斜が建物・構築物に対する要求性能並びに重要度に応じて設定され、動的解析の結果に基づいて求められた地震時の基礎の最大不等沈下量による傾斜が評価基準値を超えてないことを確認する。

なお、地殻変動による変形の影響を受ける可能性がある場合については、その変形についても適切に考慮する。

### 【解 説】

基礎底面の傾斜の評価基準値については、審査ガイドでは基本設計段階の目安として1/2,000以下という記載があるが、耐震重要施設等ごとに評価基準値を適切に設定し、安全機能が重大な影響を受けないことを確認するのが重要である。

注(1) 地盤がせん断破壊を生じずに支持できる最大荷重

注(2) 建物・構築物等の地盤表面より下方に掘削して埋め込まれた部分

## 3.2.5 静的非線形解析等による安定性評価

### 3.2.5.1 解析手法

動的解析（周波数応答解析）において、評価基準値を満足するものの、局所安全係数分布図等において、岩盤又は弱層における引張応力の発生あるいは局所安全係数1.0以下の領域の発生が基礎地盤及び周辺斜面の安定性に影響を及ぼすと判断される場合、静的非線形解析等を用いて安定性を評価する。

### 【解 説】

解析手法としては、せん断強さ又は引張り強さ以上の応力を負担している要素に対して、その過剰な負担分を周囲の要素に分配する手法が用いられる。

静的非線形解析の解析手順の一例は下記のとおりである。

- ① 自重によって発生する地盤内初期応力の算定
- ② 増分地震力によって発生する地盤内増分応力などの算定



- ③ ①と②の結果の合応力による各荷重段階の地盤内応力の算定
- ④ ③で得られる応力状態に基づく地盤剛性の非線形性の判定
- ⑤ 最終荷重段階まで②,③,④を繰返し
- ⑥ ⑤で得られる応力を用いたすべり安全率の算出

### 3.2.5.2 入力地震力

静的非線形解析に用いる地震力は、動的解析（周波数応答解析）における最小すべり安全率発生時刻の等価震度を用いる。

#### 【解説】

等価震度を求める方法としては、動的解析の加速度応答値から求める方法及び最大せん断応力分布から求める方法の2つがある。

加速度応答値から求める等価震度は、式(解 3.2.5.2-1)で定める最小すべり安全率発生時刻の加速度を等価震度に換算した値と定義される。

$$K_H = \sum_{i=1}^N a_i \cdot m_i / \sum_{i=1}^N m_i g \dots\dots\dots (解 3.2.5.2-1)$$

- $K_H$  : 等価震度
- $a_i$  : すべると仮定した地盤要素  $i$  の応答加速度
- $m_i$  : すべると仮定した地盤要素  $i$  の質量
- $g$  : 重力加速度

一方、最大せん断応力分布から求める等価震度は、式(解 3.2.5.2-2)で定義される。

$$K_{Hi} = 2(|\tau_i|_{max} - |\tau_{i-1}|_{max}) / (h_i \cdot w_i + h_{i-1} \cdot w_{i-1}) \dots\dots\dots (解 3.2.5.2-2)$$

- $K_{Hi}$  :  $i$  層における震度
- $|\tau_i|$  :  $i$  層のせん断応力
- $w_i$  :  $i$  層の単位体積重量
- $h_i$  :  $i$  層の層厚

### 3.2.5.3 評価基準

静的非線形解析等による安定性評価は「3.2.4.3 評価基準」に基づく。

#### 【解説】

動的解析（周波数応答解析）より得られた局所安全係数分布において、岩盤又は弱層における引張応力の発生あるいは局所安全係数 1.0 以下の領域が広範囲に広がる可能性もあるため、静的非線形解析等を実施し、得られた結果を用いて、「3.2.4.3 評価基準」に基づき評価を実施することが望ましい。

## 3.2.6 動的解析（時刻歴応答解析）等による安定性評価

### 3.2.6.1 解析手法

動的解析（周波数応答解析）において評価基準値を満足しない場合、動的解析（時刻歴応答解析）等を用いた変位量による安定性評価を行い、耐震重要施設等の安全機能に重大な影響を与えないことを確認する。

#### 【解説】

地震時の変位を考慮した安定性評価の照査は、地盤の動的解析等により得られた変位が適切に定めた評価基準を満足することを確認する。変位の算定にあたっては、地盤の変形又は破壊挙動を考慮できる解析法を用いることを基本とするのがよい。その解析法として、動的応答を考慮し適切な強度を用いたニューマーク法、変形を考慮できる動的解析（時刻歴応答解析）等を用いてもよい（参考資料 3.12, 3.13 参照）。

### 3.2.6.2 入力地震動

動的解析（時刻歴応答解析）等による安定性評価に用いる地震動は「3.2.4.2 入力地震動」を用いる。

### 3.2.6.3 評価基準

基礎地盤及び周辺斜面の変位に対する評価基準は、解析手法、物性値の設定等の不確かさも考慮して設定する。

なお、基礎地盤については、上記に加え、建物・構築物に対する要求性能並びに重要度も考慮して適切に設定する。

**【解 説】**

変位量評価の算定手法の 1 つであるニューマーク法では下記の式で算出される基準変位を用いて安定性を評価した事例もある（参考資料 3.12 参照）。

$$d = \delta / L \times 100 \dots\dots\dots(\text{解 3.2.6.3-1})$$

- $d$  : 基準変位(%)
- $\delta$  : すべり変位量(mm)
- $L$  : すべり線の長さ(mm)

評価基準値については、検討モデルの破壊状況、地盤材料の強度変形特性、ばらつき等を考慮して適切に定める必要がある。また、必要に応じて模型実験を参考にすることもできる。

盛土については、既往の被害事例をもとに盛土の被害程度と地震時沈下量の目安値がまとめられており、評価基準値の設定において参考にしてもよい（参考資料 3.14 参照）。

### 3.3 地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価

#### 3.3.1 評価の手順

地震発生に伴う地殻変動による地盤の縦ずれ及び横ずれ（以下、「変位」という。）並びに傾斜及びせん断変形（以下、「変形」という。）を算出し、基礎地盤の安定性の評価を実施する。

基礎地盤の変位・変形により、重要な安全機能を有する施設が重大な影響を受けないことを確認するため、数値解析による検討を行う。

数値解析手法は、食い違い理論による弾性解を用いる手法（以下、「食い違い弾性論」という。）を基本とする。

数値解析により得られた基礎地盤の変形が、建物・構築物の要求性能に応じて設定される評価基準値を超えないことを確認する。

#### 【解説】

地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価の流れを「附属書 3.2 地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価の流れ」に示す。

食い違い弾性論により、震源断層の破壊によるすべり量を断層面に静的な強制変位として与え、半無限地盤中の変位分布の弾性理論解を得ることができる。地殻変動による観測変位が弾性理論でもある程度説明できることから、この手法により広域的な地殻変動の影響を評価することができる（参考資料 3.15 参照）。

食い違い弾性論より得られた「傾斜」が敷地へ与える影響が大きい場合、敷地内の地質・地質構造が複雑である場合、検討対象となる活断層が敷地の極近傍である場合などにおいては、より詳細な検討を行うために、有限要素法による静的非線形解析等を実施するのがよい。食い違い弾性論により基礎地盤モデル境界での変位量を算出し、それを強制変位あるいは換算した地殻応力として境界条件として与える静的非線形解析等によって、基礎地盤における変位・変形を評価することができる（参考資料 3.16 参照）<sup>(3.3.1-1)</sup>。

なお、上記以外の手法として、動力的破壊進展モデル等を用いた断層変位に関する研究（参考資料 3.17 参照）もなされている。

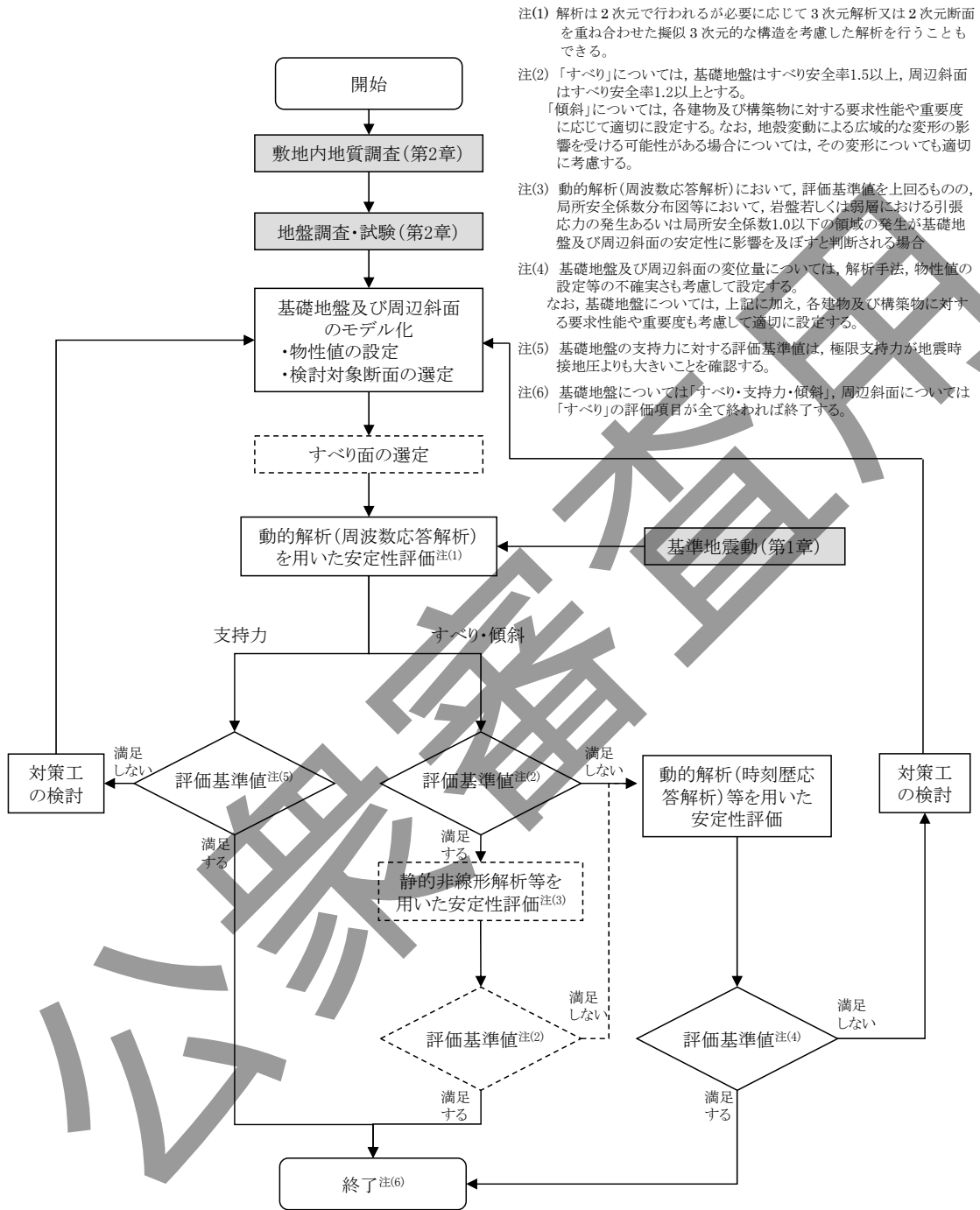
#### 3.3.2 評価基準

食い違い弾性論より得られた「傾斜」の評価基準としては、「3.2.4.3 評価基準」を参照する。また、詳細検討の必要性が生じた場合には、「鉛直面内で生じる傾斜及び縦ずれ」、「水平面内で生じるせん断変形及び横ずれ」についても評価項目とし、これらの評価基準値については、解析手法、物性値の設定等の不確実さも考慮し、建物・構築物

に対する要求性能並びに重要度に応じて適切に設定する。

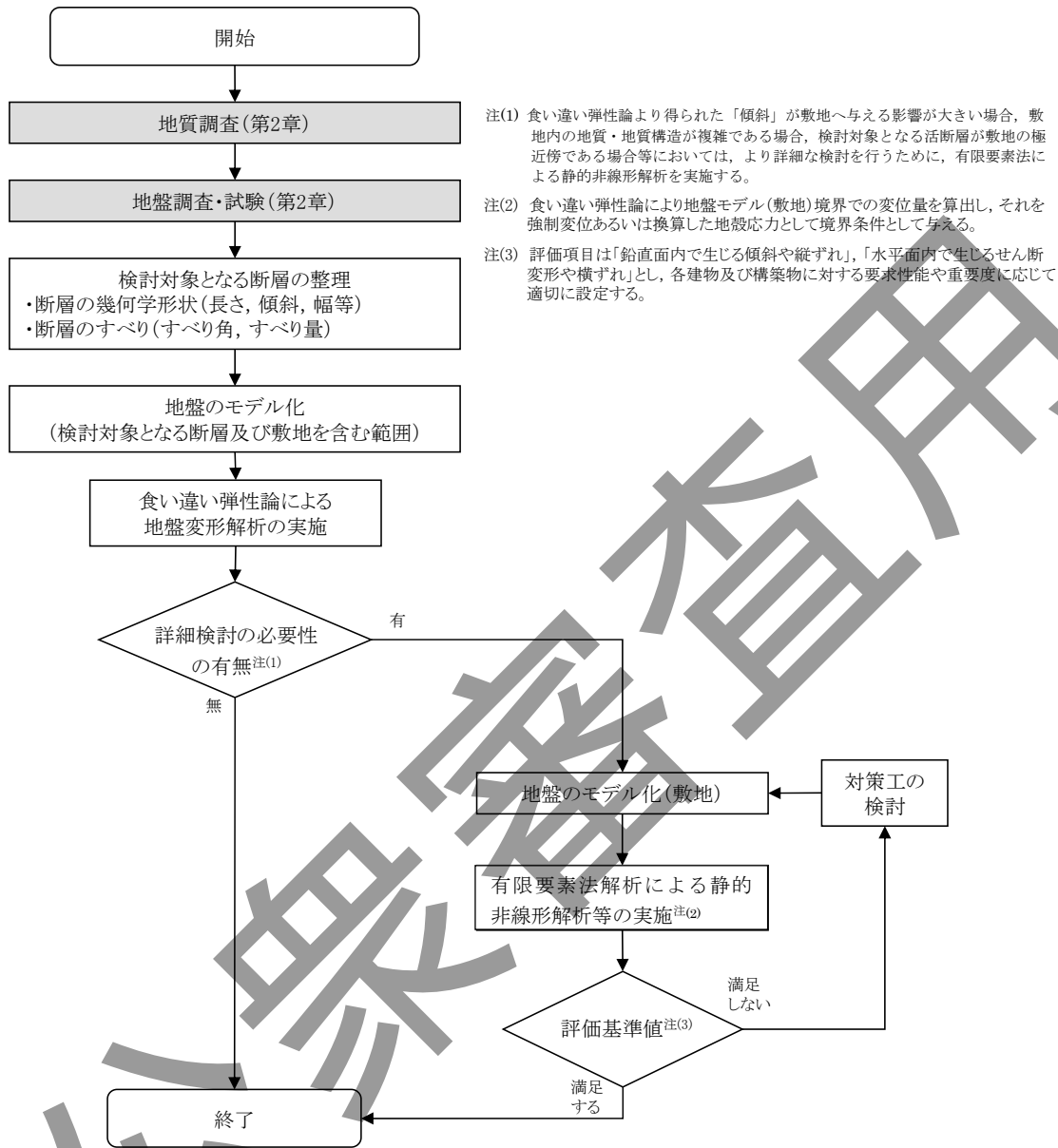
公開審査用

附属書 3.1 基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価の流れ



附図 3.1 基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価の流れ

附属書 3.2 地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価の流れ



附図 3.2 地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価の流れ

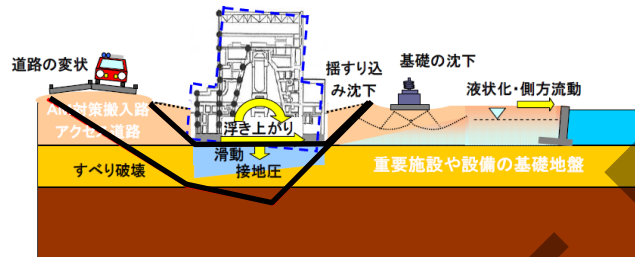
## 参考文献

- (3.1.1-1) 社団法人土木学会 原子力土木委員会：原子力発電所の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価技術<技術資料>，土木学会，2009.
- (3.1.1-2) 独立行政法人原子力安全基盤機構：基礎地盤及び斜面の安定性に係る設計・リスク評価手引き，2014.
- (3.1.1-3) 一般社団法人原子力安全推進協会 敷地内断層評価手法検討委員会：原子力発電所敷地内断層の変位に対する評価手法に関する調査・検討報告書，2013.
- (3.1.1-4) 一般社団法人日本原子力学会：断層の活動性と工学的リスク評価 調査専門委員会報告書，2017.
- (3.2.2-1) 社団法人土木学会：「原子力発電所地質・地盤の調査・試験法および地盤の耐震安定性の評価手法」報告書，第4編例示編，1985.
- (3.3.1-1) Tani, K.: Design consideration of surface ground deformation due to fault displacement in foundation engineering, Proceedings of International Symposium on Recent and Future Technologies in Coastal Development, 2010.



### 参考資料 3.1 基礎地盤の安定性評価手順

原子力安全基盤機構（2014）<sup>(参 3.1-1)</sup> より、基礎地盤の安定性評価手順は参図 3.1-1 のとおり示されており、従来の「すべり安全率等による評価」を「安定性に関するスクリーニング」、「変形量評価」を「基礎地盤の安定性の設計」と位置づけられている。



#### 基礎地盤に対する設計及び対策工の設計法の評価

##### 基礎地盤に対する設計の評価の手順

- 1) 原子力発電所の重要な安全機能を有する施設や設備などの基礎地盤の安定性に関する設計は、地殻変動による地盤変状に対する安定性の照査を除き、以下の項目に対して適切な手順に従って実施されていることを確認する。
  - ① 地震応答解析による安定性に関するスクリーニング
  - ② 地震応答解析による基礎地盤の安定性の設計照査

なお、上記検討を行った後、原子力発電所の重要な安全機能を有する施設や設備、AM対応のための施設や設備、搬入路に影響を及ぼすと考えられる変状が生じる場合には、適切な対策工の設計を行うこととする。
- 2) 地殻変動による原子力発電所の重要な安全機能を有する施設や設備などの基礎地盤の安定性に関する設計は、地盤の変形解析に基づいた基礎位置における地盤変状が原子力施設に及ぼす影響を確認する。

#### 【解説】

##### 1) について

基礎地盤の安定性に係る設計の評価は、図 5.16 に示す手順に従い実施する。

#### ① 地震応答解析による安定性に関するスクリーニング

・従来の設計で用いられてきた、応力または力の基準による経験的な安定に係わる限界状態を用いて、以下の項目に対し1次スクリーニングを行う。

- a. 基礎の滑動、接地圧、浮き上がり
- b. 基礎地盤のすべり
- c. 液状化

照査がNGの場合

#### ② 地震応答解析による基礎地盤の安定性の設計照査

・①で用いた手法よりも現実的な変形挙動の解析に基づき、以下の事項に対する評価を行う。

- a. 地盤の揺すり込み沈下
- b. 基礎地盤のすべり破壊
- c. 液状化による地盤の変状

照査がNGの場合

#### ③ 適切な対策工の設計

・②の結果、重要な安全機能を有する施設に影響を及ぼすと判定された場合には、適切な対策工の設計を行う。

参図 3.1-1 基礎地盤の安定性評価手順

参考文献

- (参 3.1-1) 独立行政法人原子力安全基盤機構：基礎地盤及び斜面の安定性に係る設計・リスク評価手引き，2014.

公開審査用

### 参考資料 3.2 周辺斜面の安定性評価手順

原子力安全基盤機構（2014）<sup>(参 3.2-1)</sup> より、周辺斜面の安定性評価手順は参図 3.2-1 のとおり示されており、従来の「すべり安全率による評価」を「安定性に関するスクリーニング」、「変形量評価」を「斜面の安定性の設計」と位置づけられている。

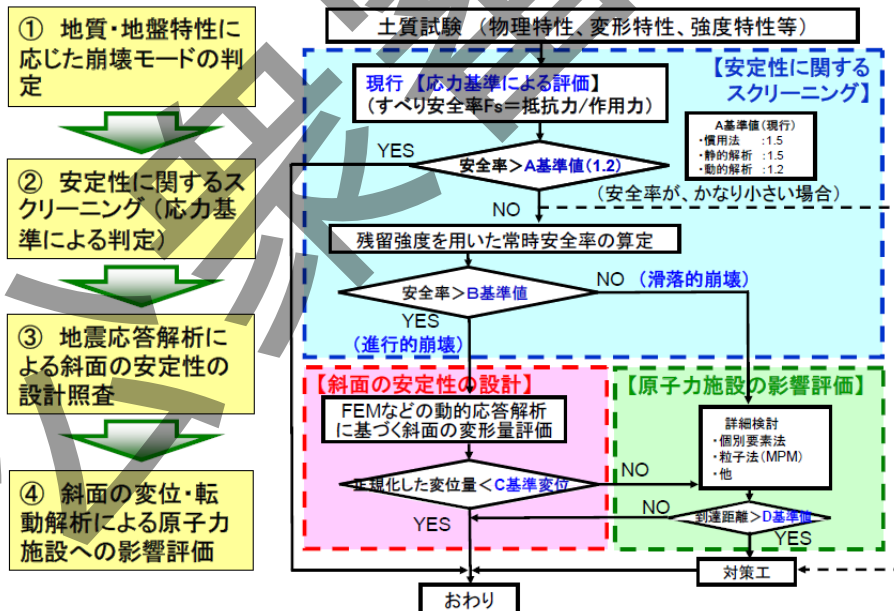
#### 斜面が及ぼす影響に対する設計及び対策工の設計法の評価

##### 斜面が及ぼす影響に対する設計の評価の手順

原子力発電所の重要な安全機能を有する施設や設備に及ぼす周辺斜面の影響の設計は、以下の項目を適切な手順に従って実施されていることを確認する。

- ① 地質・地盤特性に応じた崩壊モードの判定
- ② 安定性に関するスクリーニング
  - ・地震応答解析によるスクリーニング
  - ・静的安定解析によるスクリーニング
- ③ 地震応答解析による斜面の安定性の設計照査
- ④ 斜面の変位・転動解析による原子力施設への影響評価

なお、上記検討を行った後、原子力発電所の重要な安全機能を有する施設や設備に影響を及ぼすと考えられる過大な変位が生じる場合には、適切な対策工の設計を行い、上記①～④の再検討が行われていることを確認する。



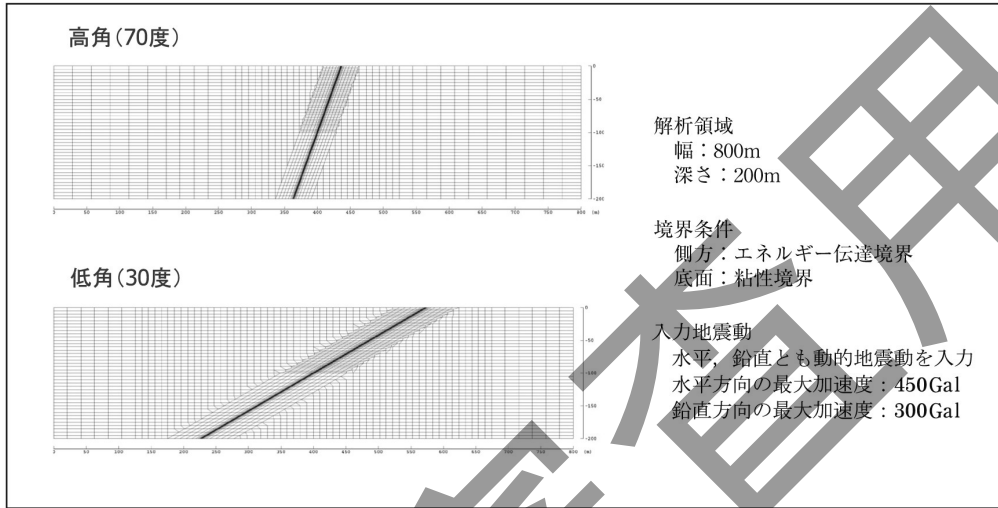
参図 3.2-1 周辺斜面の安定性評価手順

#### 参考文献

- (参 3.2-1) 独立行政法人原子力安全基盤機構：基礎地盤及び斜面の安定性に係る設計・リスク評価手引き，2014。

### 参考資料 3.3 弱層のモデル化

弱層のモデル化については、周波数応答解析手法による等価線形解析により、弱層の角度、岩盤部剛性及び弱層の層厚をパラメータとしたジョイント要素とソリッド要素との比較研究がなされている(参3.3-1)。解析モデル及び解析条件を参図3.3-1に、解析ケースを参表3.3-1に示す。その他の詳細条件については、文献(参3.3-1)を参照するとよい。



参図 3.3-1 解析モデル及び解析条件 (参3.3-1)

参表 3.3-1 解析ケース (参3.3-1)

ケース	弱層角度	岩盤部剛性	層厚 t (単位 m)	モデル化
1S	高角度 (70°)	基本	3	Solid
1J				Joint
2S			0.3	Solid
2J				Joint
3S		0.03	基本	Solid
3J				Joint
4S			基本×10	Solid
4J				Joint
5S	低角度 (30°)	基本	3	Solid
5J				Joint
6S			0.03	Solid
6J				Joint
7S		基本×10	Solid	
7J			Joint	

ソリッド要素に発生した弱層延長方向のせん断応力 ( $\tau_s$ ) とジョイント要素に発生したせん断応力 ( $\tau_j$ ) との差を参表 3.3-2 に示す。これによると、解析結果 (せん断応力) の差は小さい。したがって、一般的にいずれの要素でモデル化しても差し支えないと判断される。

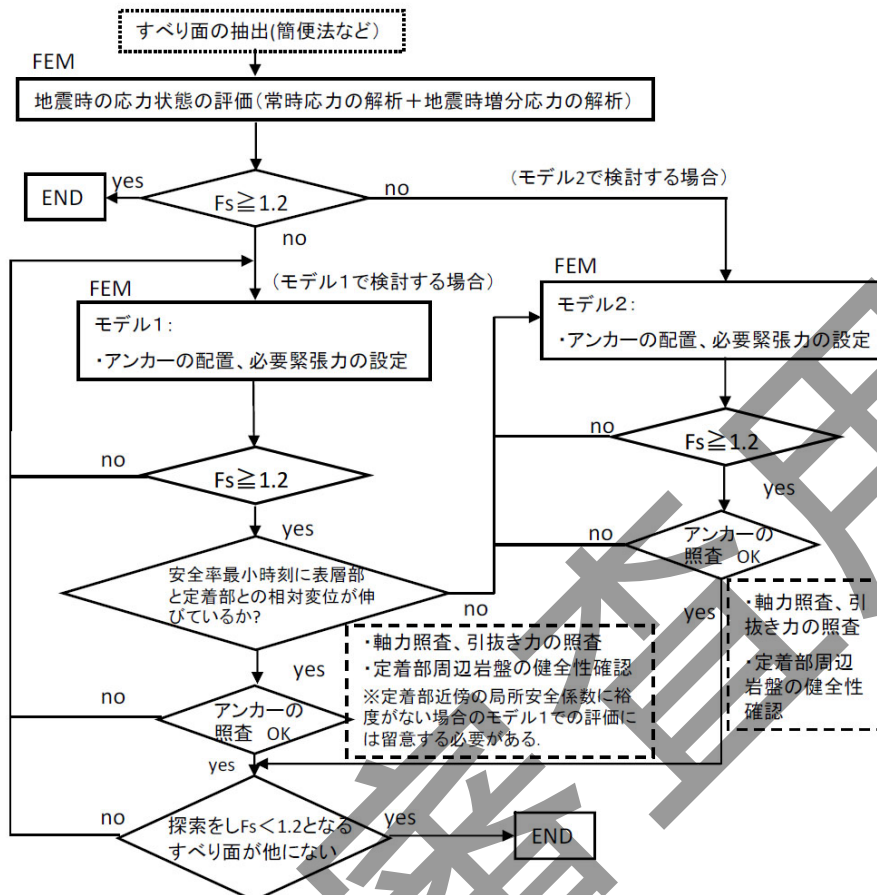
参表 3.3-2 発生せん断応力の差 (参 3.3-1)

角 度	岩盤部剛性	断層幅 (単位 m)	比較した ケース	$\tau_s - \tau_j$  / $\tau_s \times 100$ (単位 %)		
				深さ 50m	深さ 100m	深さ 150m
高角度	基 本	3	1S と 1J	0.01	1.37	1.11
		0.3	2S と 2J	0.09	0.22	0.08
		0.03	3S と 3J	0.01	0.02	0.13
	4S と 4J		0.01	0.04	0.45	
低角度	基 本	3	5S と 5J	2.52	1.01	1.29
		0.03	6S と 6J	0.02	0.26	0.11
	基本×10		7S と 7J	0.05	0.03	0.18

#### 参考文献

(参 3.3-1) 五月女敦, 高尾誠, 金戸俊道, 金谷守: 弱層の試験法及びモデル化に関する検討, 電力土木 No.311, 2004.





参図 3.4-2 アンカー工による斜面安定性評価フロー (案)

参表 3.4-3 具体的な評価・照査項目 (案)

	照査項目と判定	照査項目における具体的な評価方法
斜面の安定性評価	すべり安全率； $FS > \text{基準値}$	対象すべり線上の応力状態におけるすべり安全率で評価
アンカーの照査	テンドンの軸力； 許容引張力以下	対象とするストランドのアンカー頭部節点と定着部節点間の最大軸力を評価
	アンカーの定着； 許容引抜き力以下で、かつ定着部周辺の地盤が健全であることを確認	各ストランドの最大軸力の合計を最大引き抜き力として評価  FEM の定着部周辺要素が破壊していないことを確認

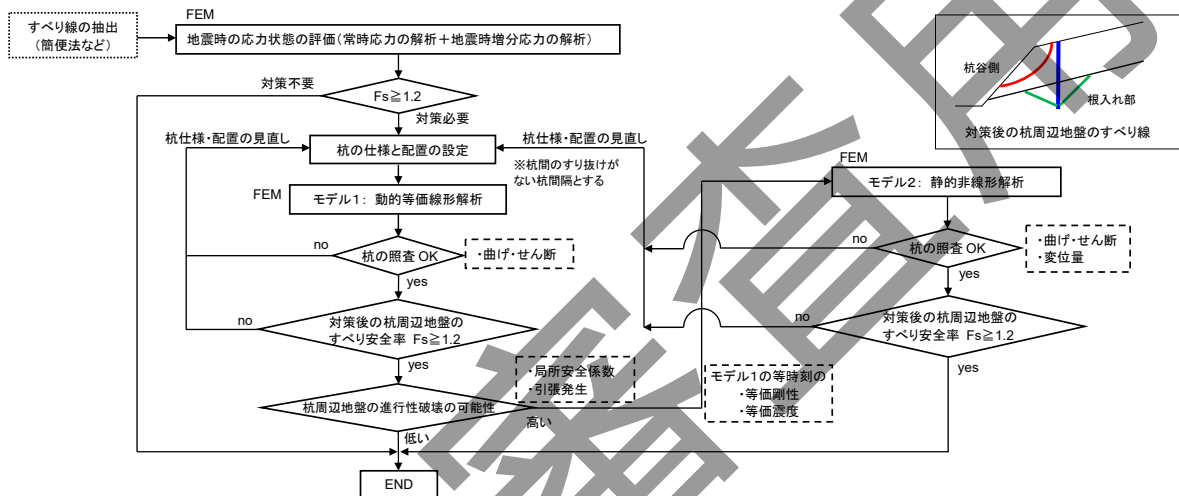
参考文献

(参 3.4-1) 西村昇, 森聡, 平川芳明, 小早川博亮, 原口和靖: アンカー工を有する斜面の地震時安定性評価, 日本地すべり学会研究発表会講演集, 2013.

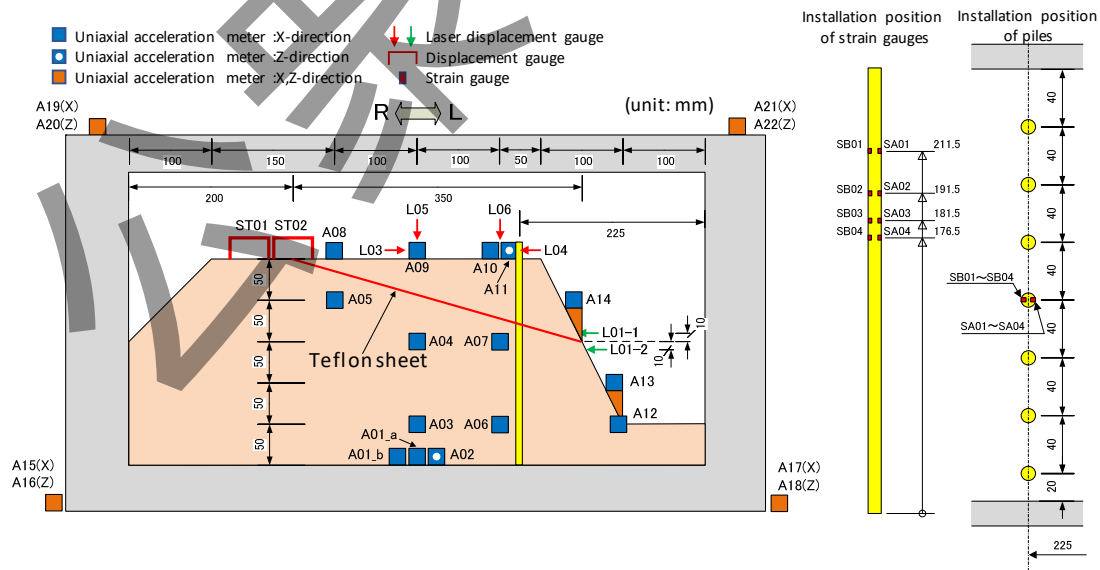
### 参考資料 3.5 抑止杭工を有する斜面の地震時安定性評価

抑止杭工を有する斜面の地震時安定性評価について、斜面の動的遠心力模型実験と等価線形化法による動的解析（周波数応答解析）による検討事例が示されている(Kobayakawa et al., 2019) (参 3.5-1)。

戸田, 他 (2013) (参 3.5-2) による安定性評価フロー (参図 3.5-1) に沿って抑止杭工の設計を行い、遠心载荷模型実験装置を用いた振動実験を実施したところ、設計地震力に対応する入力地震動に対して斜面の安定性は確保され、安定性評価フローの検証がなされている (参図 3.5-2~4, 参表 3.5-1)。



参図 3.5-1 抑止杭工を設置した斜面の地震時安定性評価フロー (案)

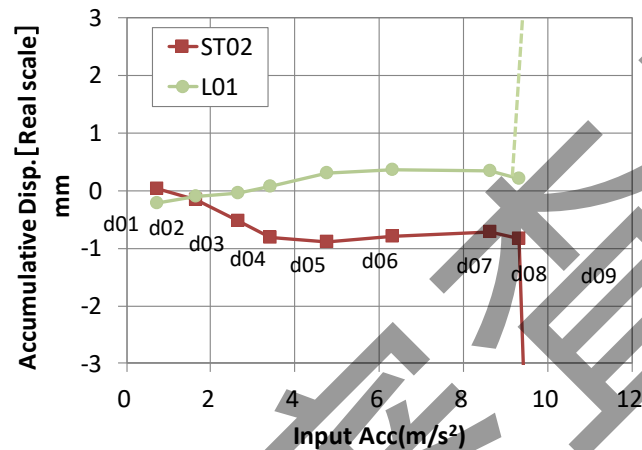


参図 3.5-2 斜面模型の概要

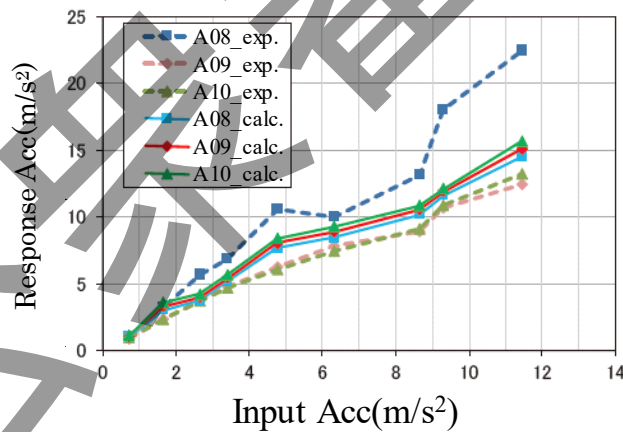


参表 3.5-1 模型実験の結果

Step	$a_h$ m/s <sup>2</sup>	Observation results
d01	0.72	d01~d08: No deformation confirmed
d02	1.64	visually.
d03	2.65	d09: rock mass above the weak layers
d04	3.42	vibrates back and forth after the shaking,
d05	4.76	then a crack will generate on the surface of
d06	6.31	the installation of the prevention piles. As
d07	8.64	the vibration continues, the crack
d08	9.32	propagates to the weak layer, and the rock
d09	11.47	mass at the front of the prevention piles is
		greatly displaced.



参図 3.5-3 最大入力加速度と変位の関係



参図 3.5-4 入力加速度と応答加速度の関係

参考文献

(参 3.5-1) Kobayakawa, H., Ishimaru, M., Hidaka, K., Sekiguchi, A., Okada, T., Mori, S., Hiraga, K. and Morozumi, H.: Seismic stability evaluation verification of slopes reinforced with prevention piles, Proceedings of the 2019 Rock Dynamics Summit (RDS 2019), 2019.

(参 3.5-2) 戸田孝史, 小早川博亮, 原口和靖: 抑止杭工を有する斜面の地震時安定性評価, 日本地すべり学会研究発表会講演集, 2013.

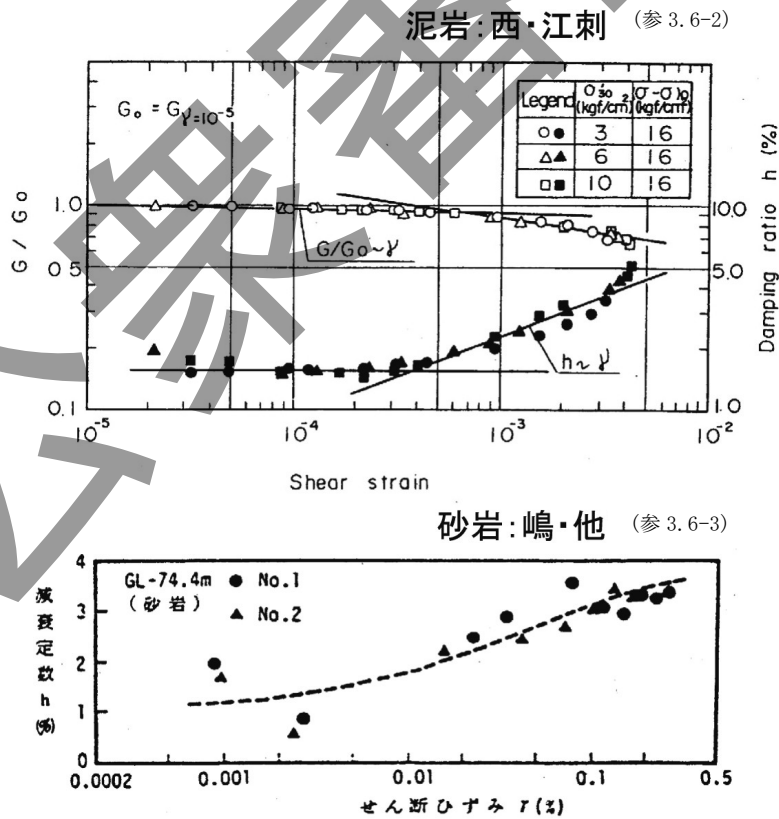
参考資料 3.6 地盤安定性評価における減衰定数

文献 (参 3.6-1) は、地盤安定性評価における減衰定数について、特に硬岩に着目して、次の3項目の検討を実施している。

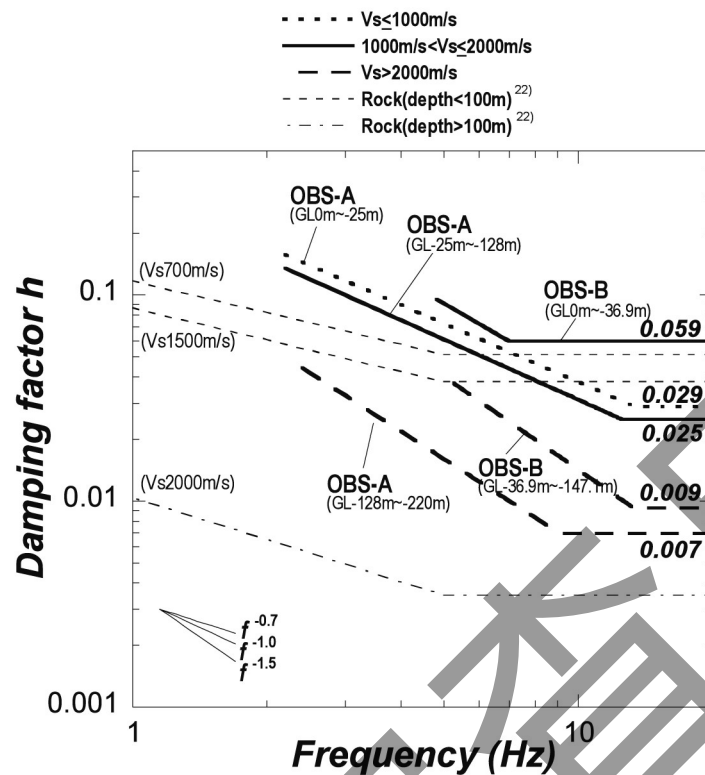
- ① 既設発電所における減衰定数の設定 (慣用値) の現状調査
- ② 既設発電所における地震観測記録に基づく減衰定数の同定と慣用値との比較
- ③ 減衰定数のすべり安全率へ及ぼす影響

地盤安定性評価における減衰定数の設定状況については、既設発電所 (硬岩地点) の10地点のうち3%が8地点、2%と5%がそれぞれ1地点であった。参図 3.6-1 は、既往の代表的な岩盤における試験結果であり、微小ひずみ域における減衰定数が1%から2%を示す結果が多く、慣用値 (3%~1%) は岩盤における微小ひずみ領域の履歴減衰と考えられる。

次に、調査対象とした10地点のうち、2地点 (OBS-A, OBS-B) における中小地震の鉛直アレイ記録を用いて減衰定数 (周波数依存性と下限値を考慮 (参 3.6-4)) の同定を行った。同定結果は参図 3.6-2 に示すとおりであり、両地点の慣用値3%は、S波速度2,000m/s程度までの硬岩に対する減衰定数の同定結果の下限値に概ね対応することが分かる。



参図 3.6-1 既往の動的圧縮三軸試験による岩盤の減衰



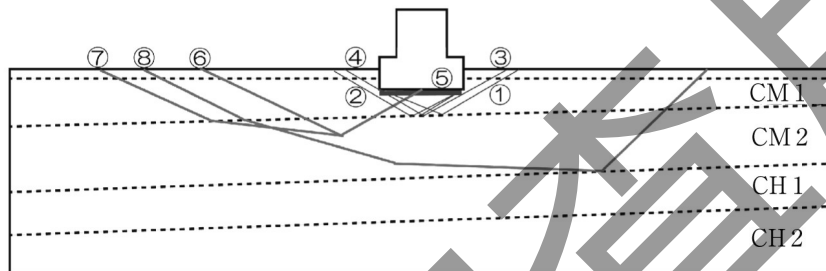
参図 3.6-2 調査対象の硬岩サイト（2地点）で同定された減衰定数（参 3.6-4）

地盤安定性評価における、減衰定数の増分がすべり安全率へ及ぼす影響を調査するため、参表 3.6-1 に示す 7 ケースの減衰定数の組合せを設定し、地盤安定解析を実施した（参図 3.6-3 参照）。解析結果を参図 3.6-4 に示す。同図によれば、基本的に、減衰定数が大きく変化しているにもかかわらず、すべり安全率の変化は大きくないことが分かる。全体的な傾向としては、多くのすべり線で減衰定数の増加とともに安全率は増加しており、特に浅いすべり線においてその傾向は顕著である。したがって、現行の慣用値（3%）による地盤安定性評価に相当する解析ケース（C<sub>M</sub> 級 3%、C<sub>H</sub> 級 2%）は、減衰定数の増分を考慮した場合と比較してすべり安全率が小さく、安全側の評価結果となっていることが分かる。

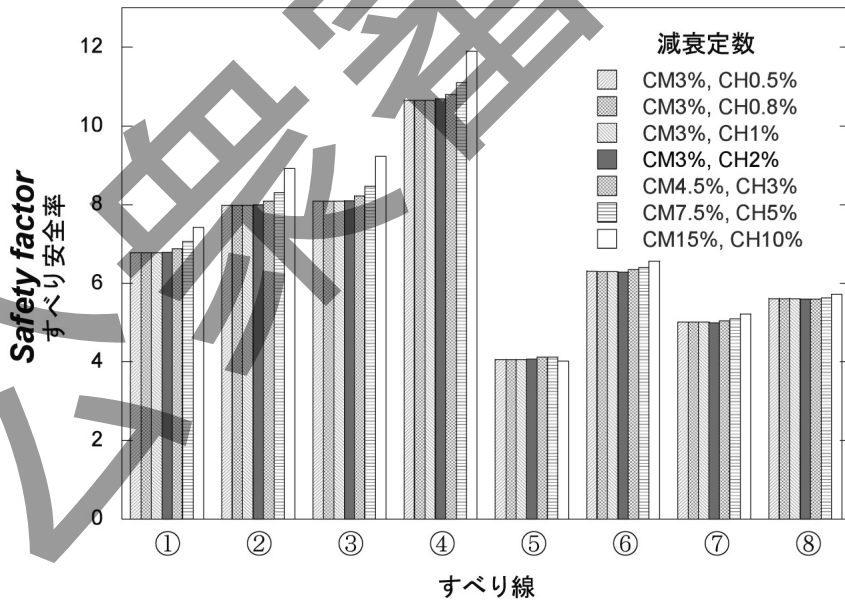
参表 3.6-1 解析に用いた地盤物性値 (参 3.6-1)

解析 ケース	減衰定数 (単位 %)			S波速度 (単位 m/s)				
	表層 ( $h \sim \gamma$ )	CM 級	CH 級	表層 ( $G/G_0 \sim \gamma$ )	CM1	CM2	CH1	CH2
1	$11.4 \gamma^{0.2} + 20$	3	0.5	$300 [1/(1+4.5 \gamma^{0.6})]$	1,000	1,300	1,500	2,000
2		3	0.8					
3		3	1					
4		3	2					
5		4.5	3					
6		7.5	5					
7		15	10					

$\gamma$ : せん断ひずみ



参图 3.6-3 基礎地盤モデルとすべり線位置 (参 3.6-1)



参图 3.6-4 減衰定数と基礎地盤のすべり安全率の関係 (参 3.6-1)

#### 参考文献

- (参 3.6-1) 佐藤浩章，金谷守，大鳥靖樹：地震観測記録に基づく地震動の減衰特性－硬岩地盤における減衰定数の同定と地盤安定性評価に及ぼす影響－，電力中央研究所報告，N04041，2005.
- (参 3.6-2) 西好一，江刺靖行：泥岩の力学的特性に関する研究（その4）振動荷重下における強度－変形特性，電力中央研究所報告 382014，1982.
- (参 3.6-3) 嶋悦三，太田外気晴，高橋克也，石田寛：鉛直アレイ地震観測による地震動特性の研究その3：地盤の減衰性調査，日本建築学会大会学術講演梗概集，構造 1，pp.641-642，1983.
- (参 3.6-4) 佐藤浩章，金谷守，大鳥靖樹：減衰定数の下限値を考慮したスペクトル比の逆解析による同定手法の提案－岩盤における鉛直アレイ記録への適用と減衰特性の評価－，日本建築学会構造系論文集，604，pp.55-62，2006.

### 参考資料 3.7 鉛直地震動入力を考慮した等価線形解析における地盤剛性、減衰定数の設定に関する留意点

#### (1) 地盤剛性の取り扱い

地盤の鉛直地震動応答は、体積弾性係数の影響を受ける。特に、地下水位以深の地盤においては、間隙水の体積弾性係数が地盤の鉛直地震動応答に影響を及ぼす場合がある。したがって、等価線形解析を用いて水平地震動と鉛直地震動の同時入力による地盤の応答解析を行う場合には、 $V_s$ 、 $V_p$ 、ポアソン比から求められる体積弾性係数を一定として解析を行うのが望ましい。ただし、岩盤のような硬質な地盤では、地震時の発生ひずみが小さいため、従来の等価線形解析（ポアソン比一定で、せん断弾性係数と体積弾性係数がひずみの大きさに応じて変化する解析方法）を用いても、体積弾性係数一定の等価線形解析とほぼ同等の鉛直地震動応答を得る事ができる。(参 3.7-1)

#### (2) 地震観測記録に基づく鉛直地震動の減衰特性

最近の研究成果より、 $V_s$ が 0.3~0.7km/s 程度、 $V_p$ が 1.9~2.4km/s 程度の第四紀層が厚く堆積した成層地盤を対象とした鉛直アレイ記録によるスペクトル比の逆解析から、S波の減衰よりもP波の減衰の方が大きいことが明らかとなっている。これは、水平地震動と鉛直地震動を同時に入力する等価線形解析において、現状では、P波についてもS波の減衰定数が考慮されているが、これは安全側の鉛直地震動応答を与えることを示唆している。(参 3.7-1)

#### 参考文献

- (参 3.7-1) 原子力土木委員会・地盤安定性評価部会：上下動を考慮した原子力発電所基礎地盤及び周辺斜面の地震時安定性評価，土木学会論文集，III-66，21-31，2003.

### 参考資料 3.8 地盤物性値のばらつきの影響評価

地盤物性値のばらつきが基礎地盤のすべり安定性に与える影響について検討した例（参 3.8-1）を以下に示す。

検討に用いられた地盤モデル及び地盤物性値は、それぞれ参図 3.8-1、参表 3.8-1 に示すとおりである。入力地震動は参図 3.8-2 に示す地震動を水平地震動成分とし、鉛直地震動成分は水平地震動成分の振幅を 2/3 倍したものをを用いて同時入力した。

解析は周波数応答解析手法による等価線形解析によって行い、参図 3.8-1 に示すすべり線沿いのすべり安全率を算定した。解析では、すべり安全率のばらつきに対する個々の地盤物性値のばらつきの影響度合いを調べるための感度解析と、FEM 解析の要素ごとに地盤物性値をばらつかせ、ラテン方格サンプリング法を適用して確率論的にすべり安全率のばらつきを検討する解析が行われており、地盤物性値の変動として参表 3.8-2 に示すばらつきを与えている。

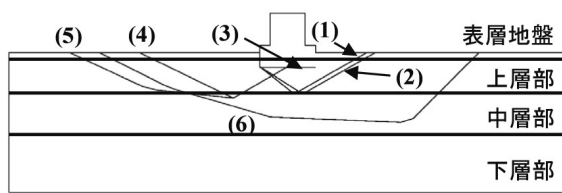
感度解析より求めた各地盤物性値のばらつきによるすべり安全率のばらつきの成分を参表 3.8-3 に示す。これによると、すべり安全率のばらつきの成分は、せん断強さ  $\tau$  に起因するばらつきが最も支配的であり、初期せん断弾性係数、すなわち地盤の変形特性にかかわる物性値のばらつきは、すべり安全率のばらつきにほとんど影響しないことが分かる。また、ラテン方格サンプリング法によって各地盤物性値（ $\rho$ ,  $\tau$ ,  $G_0$ ,  $\nu$ ）をばらつかせて得られたすべり安全率の確率分布が、各地盤物性値のうちせん断強さ（ $\tau$ ）のみを「平均値－1.0×標準偏差」として確定論的に評価して得られるすべり安全率を下回る確率を求めた結果を参表 3.8-4 に示す。

参表 3.8-1 地盤物性値（参 3.8-1）

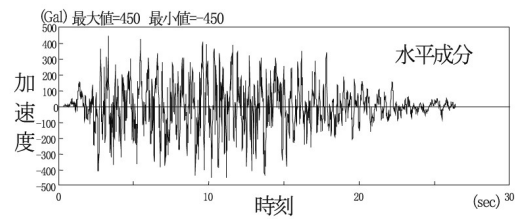
	表層地盤	上層部	中層部	下層部
単位体積重量 $\gamma_t$ (単位 kN/m <sup>3</sup> )	18	17	18	19
せん断強さ $\tau$ (単位 MPa)	—	510	580	730
初期せん断弾性係数 $G_0$ (単位 MPa)	170	340	450	690
動ポアソン比 $\nu$	0.45	0.43	0.43	0.42
せん断波速度 $V_s$ (単位 m/s)	300	450	500	600

参表 3.8-2 地盤物性の変動係数（参 3.8-1）

	$\gamma_t$	$\tau$	$G_0$	$\nu$
変動係数 (単位 %)	5	30	30	5



参図 3.8-1 地盤モデル (参 3.8-1)



参図 3.8-2 解析用地震動 (参 3.8-1)

参表 3.8-3 すべり安全率のばらつきの成分 [すべり線(3)] (参 3.8-1)

順位	1	2	3	4	5
すべり安全率のばらつきの成分 (分散)	0.0486	0.0059	0.0052	0.0001	0.0000
その成分を与える地盤物性の名称	上層部 $\tau$	上層部 $G_0$	中層部 $\gamma_t$	表層部 $\gamma_t$	下層部 $\gamma$

参表 3.8-4 「平均値 - 1.0 × 標準偏差」をせん断強さに適用した場合に  
得られるすべり安全率を下回る確率 (参 3.8-1) からの読取

すべり線番号	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
確率	$2.61 \times 10^{-4}$	$2.27 \times 10^{-4}$	$2.62 \times 10^{-3}$	$5.73 \times 10^{-5}$	$1.42 \times 10^{-7}$	0.00

#### 参考文献

- (参 3.8-1) 大鳥靖樹, 石川博之, 武田智吉: 原子力発電所の地盤安定性評価に及ぼす地盤物性のばらつきの影響に関する確率論的考察, 電力土木 No.311, pp.15-23, 2004.



参考資料 3.9 斜面崩落による土塊等の到達距離の事例

土木学会（2009）（参 3.9-1）より，2004 年新潟県中越地震の斜面崩壊の事例を基に斜面崩壊及び崩壊土塊の移動距離を分析した結果，「JEAG4601-1987 に定められる周辺斜面の離間距離に関する目安値は，崩壊土塊が水の影響を顕著に受ける場合を除いて，十分に保守的なものとなっていることが分かった。」としている。

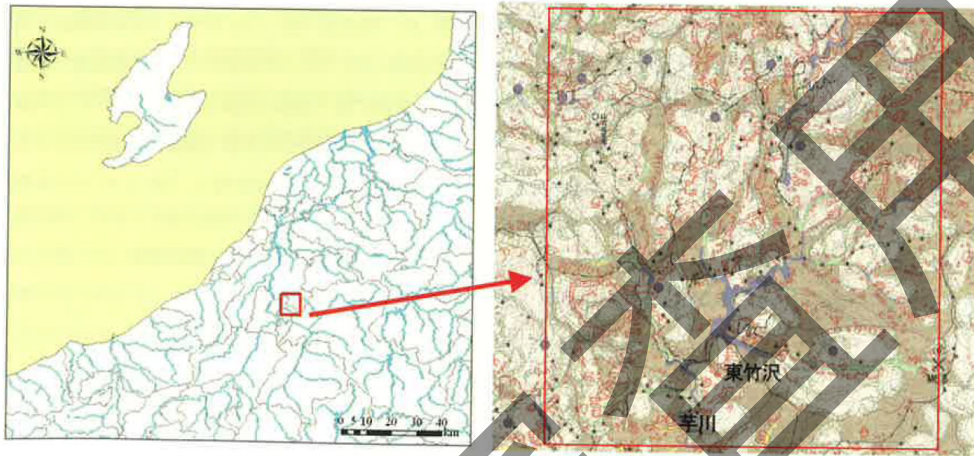
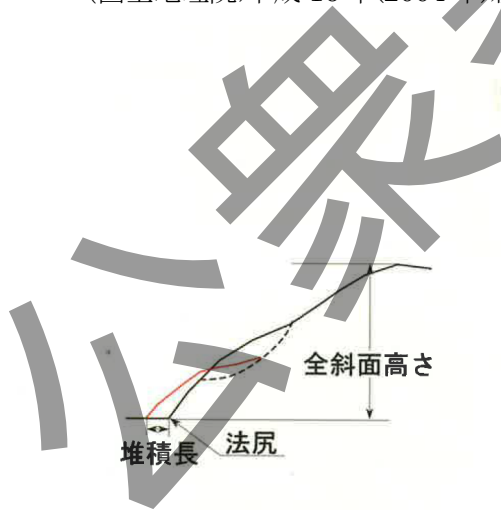


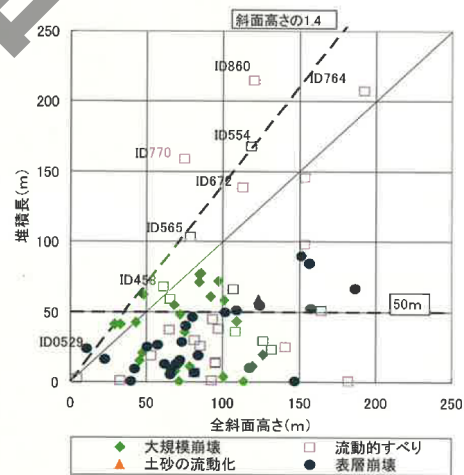
図5.1.1 分析対象区域（国土地理院；平成 16 年(2004 年)新潟県中越地震災害状況図<sup>3)</sup>より作成）

参図 3.9-1 分析対象区域

（国土地理院；平成 16 年(2004 年)新潟県中越沖地震災害状況図より作成）



参図 3.9-2 JEAG4601-1987 に対応した 斜面の諸量の定義



参図 3.9-3 周辺斜面の離間距離に関する JEAG4601-1987 目安値との比較

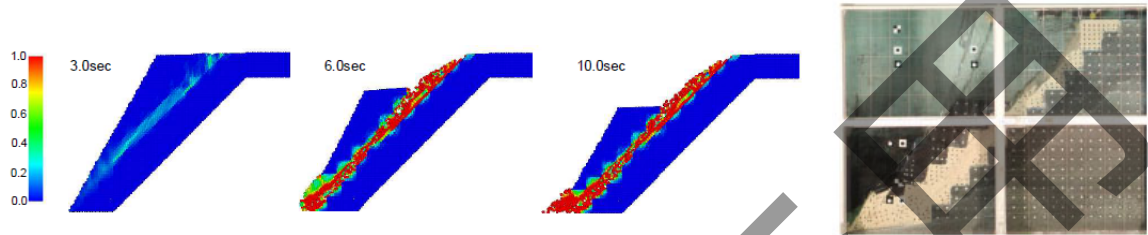
参考文献

(参 3.9-1) 社団法人土木学会 原子力土木委員会：原子力発電所の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価技術<技術資料>，土木学会，2009.

参考資料 3.10 斜面崩落による土塊・岩塊等の到達距離の評価例

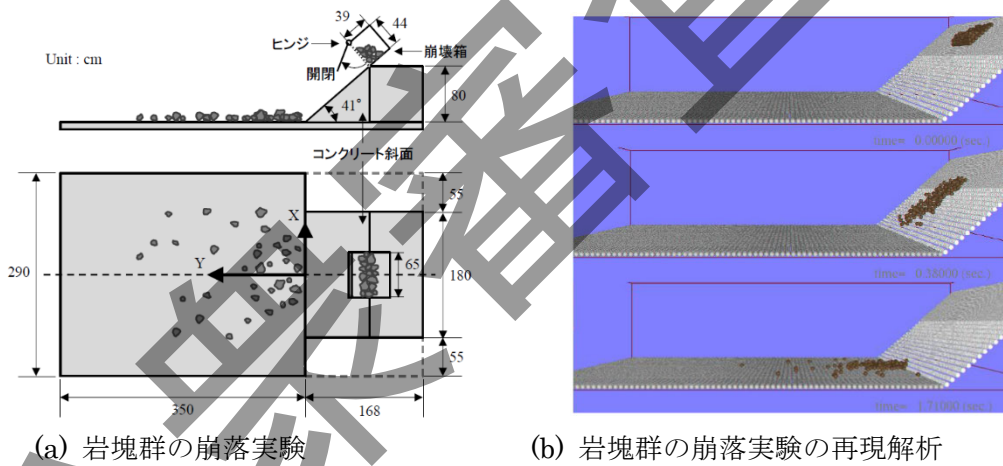
斜面崩落による土塊・岩塊等の到達距離の評価例として、(独)原子力安全基盤機構(2014) (参 3.10-1)は参図 3.10-1 に示すように MPM (Material Point Method) を用いて、斜面模型の振動台実験におけるすべり崩壊の再現解析を行っている。

また、中瀬ら(2015) (参 3.10-2)は参図 3.10-2 に示すように、個別要素法を用いて岩塊群の崩落実験の再現解析を行っている。



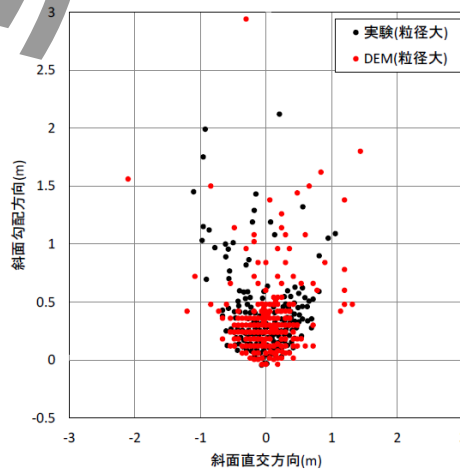
(a) 加振時刻に応じた解析による変形、ひずみ分布 (b) 試験による最終崩壊状態

参図 3.10-1 MPM による振動台実験の再現解析



(a) 岩塊群の崩落実験

(b) 岩塊群の崩落実験の再現解析



(c) 岩塊の到達位置の比較

参図 3.10-2 個別要素法による岩塊群の崩落実験の再現解析

#### 参考文献

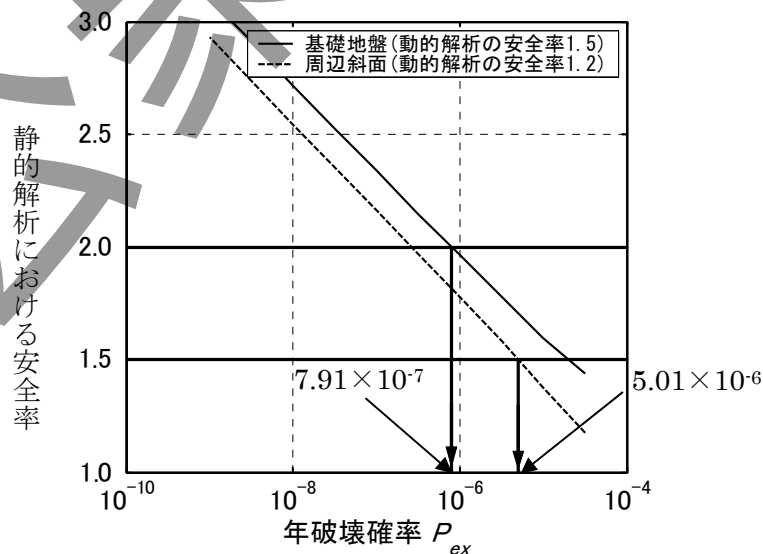
- (参 3.10-1) 独立行政法人原子力安全基盤機構：基礎地盤及び斜面の安定性に係る設計・リスク評価手引き，2014.
- (参 3.10-2) 中瀬仁，曹国強，田部井和人，栃木均，松島亘志：個別要素法による原子力発電所周辺の地震起因性斜面崩落挙動のモデル化と適用性，土木学会論文集 A1(構造・地震工学)，Vol. 71, No. 4(地震工学論文集第 34 卷)，I\_476-I\_492，2015.

参考資料 3.11 基礎地盤及び周辺斜面の耐震安定性評価基準値

基礎地盤及び周辺斜面のすべりに対する耐震安定性評価を動的解析に基づき行う場合には、基礎地盤と周辺斜面のすべり安全率がそれぞれ、1.5 と 1.2 の耐震安定性評価基準値を満足する必要があるが、すべり面法などの簡易法又は静的解析を用いる場合には、基礎地盤 2.0、周辺斜面 1.5 を満足することが、従来の「原子力発電所耐震設計技術指針 (JEAG 4601-1987)」(1987 年, 日本電気協会) において規定されてきた(「原子力発電所耐震設計技術指針 (JEAG4601-2008)」(2008 年, 日本電気協会) では基礎地盤 2.0 のみ規定)。

文献<sup>(参 3.11-1)</sup>では、この地盤の耐震安定性評価基準値の有する確率論的な意味について、既往の地盤安定性評価に関するアンケート調査を実施し、その結果を基に検討を行っている。

検討は、設計用地震動の発生確率を「原子力発電所耐震設計技術指針 重要度分類・許容応力編 (JEAG4601・補-1984)」(1984 年, 日本電気協会) を参考に  $10^{-4} \sim 10^{-5}$  / 発電所・年と仮定し、動的解析の耐震安定性評価基準値(基礎地盤 1.5, 周辺斜面 1.2) を基準にして、すべり面法及び静的解析に必要な耐震安定性評価基準値を推定した。その結果、現行の静的解析による耐震安定性評価基準値(基礎地盤 2.0, 周辺斜面 1.5) は、基礎地盤で  $7.91 \times 10^{-7} \sim 3.60 \times 10^{-8}$  イベント/年, 周辺斜面で  $5.01 \times 10^{-6} \sim 2.13 \times 10^{-7}$  イベント/年を想定していることに相当するとされている。設計用地震動の発生確率を  $10^{-4}$  / 発電所・年とした場合の、静的解析における安全率(基礎地盤 2.0, 周辺斜面 1.5) と年破壊確率との関係を図 3.11-1 に示す。図は、現行の耐震安定性評価基準値が、周辺斜面に比べ基礎地盤の年破壊確率を、一桁程度低く想定していることを示している。これは、ノルウェーの基準<sup>(参 3.11-2)</sup>に照らすと基礎地盤に比べ周辺斜面の重要度を一段階低く想定していることになる。



参図 3.11-1 年破壊確率と耐震安定性評価基準値の関係<sup>(参 3.11-1)</sup>

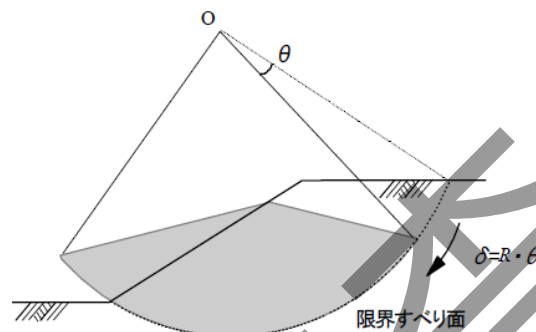
(設計用地震動の発生確率:  $10^{-4}$  / 発電所・年)

#### 参考文献

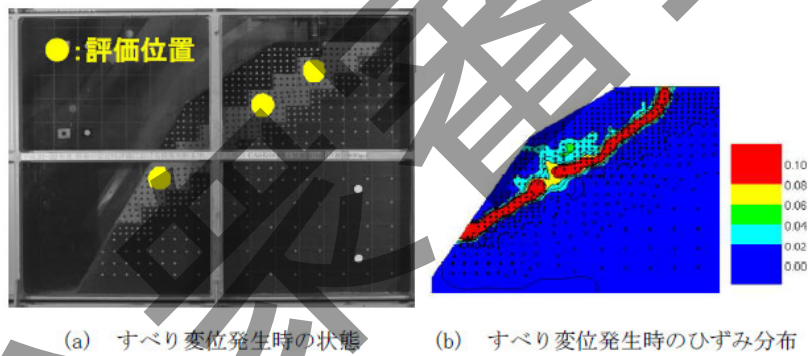
- (参 3.11-1) 大鳥靖樹：原子力発電施設の基礎地盤及び周辺斜面の耐震安定性評価基準値の確率論的考察，電中研報告，N04010，2005.
- (参 3.11-2) P.トフ・クリステンセン，M.J.ベイカー著，室津義定監訳：構造信頼性・理論と応用，シュプリンガー・フェラーク東京株式会社，1986.

参考資料 3.12 ニューマーク法を用いた斜面の変位量評価例

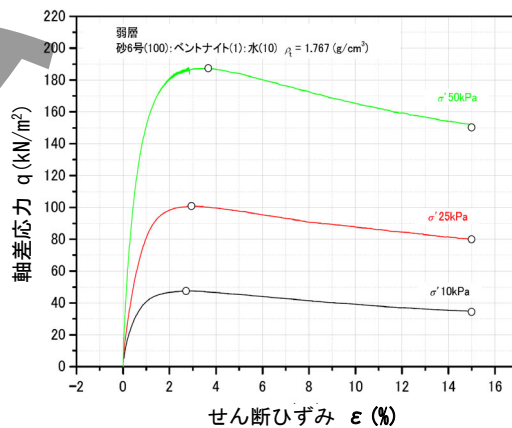
地震時の残留変位を考慮した周辺斜面の安定性評価手法の一事例として、原子力安全基盤機構（2014）（参 3.12-1）より、「斜面の動的応答を考慮し適切な強度を用いたニューマーク法」が示されている。また、基礎地盤も同様に「基礎地盤の動的応答を考慮し、適切な強度と限界変位量を用いたニューマーク法を基本とする。」とされている。ただし、留意事項として、対象サイトに応じた基準変位の設定、解析手法の妥当性の検証等が必要とされている。



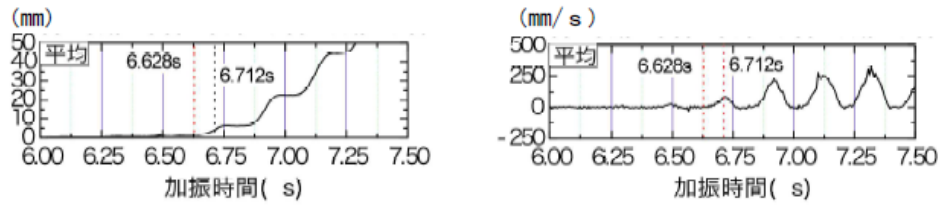
参図 3.12-1 ニューマーク法による  
残留変位量の算出概念図



参図 3.12-2 すべり発生時におけるせん断ひずみ分布の一例

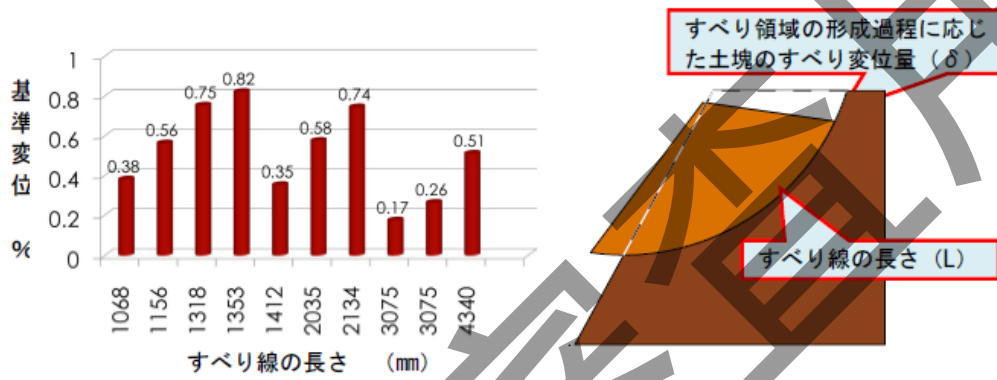


参図 3.12-3 斜面模型材料の三軸圧縮試験  
による応力-ひずみ関係



(a) すべり土塊の平均相対変位 (b) すべり土塊の平均相対速度

参図 3.12-4 すべり土塊の移動状態の一例



(a) 基準 基準変位のイメージ

$$\text{基準変位 (\%)} = \frac{\text{すべり変位量 (\delta)}}{\text{すべり線の長さ (L)}}$$

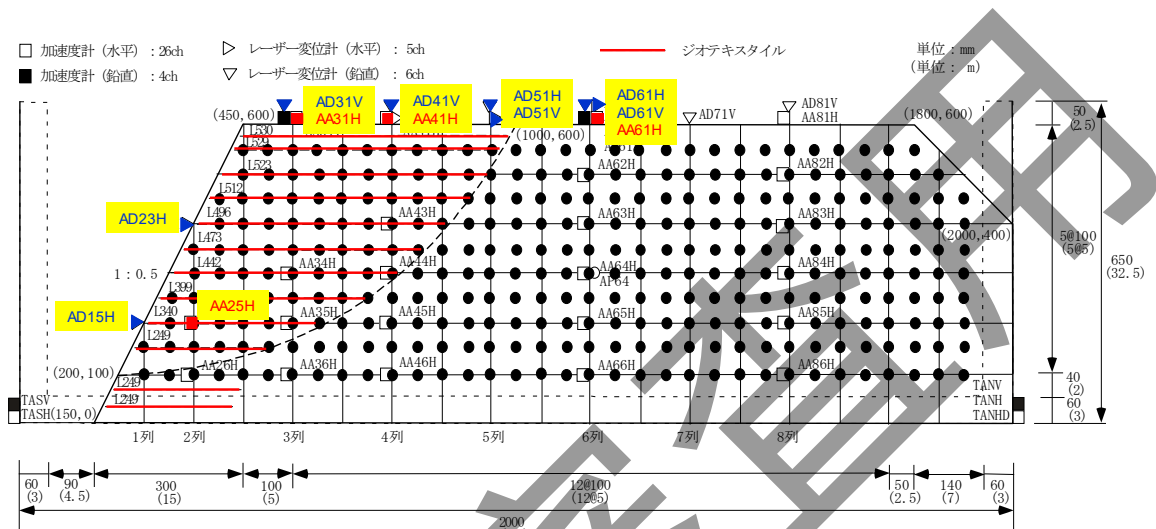
参図 3.12-5 基準変位とすべり線の長さの関係

参考文献

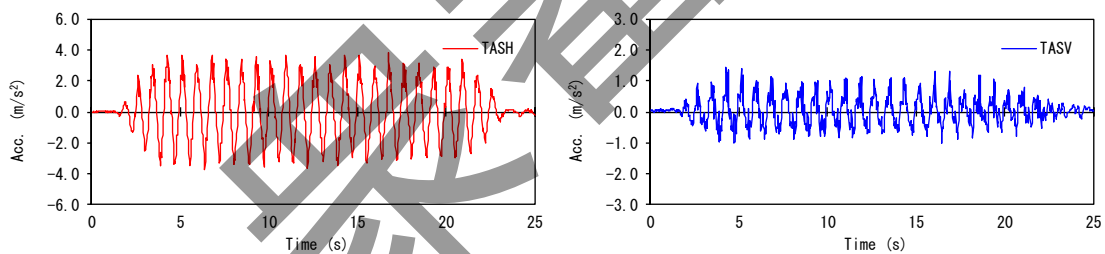
(参 3.12-1) 独立行政法人原子力安全基盤機構：基礎地盤及び斜面の安定性に係る設計・リスク評価手引き，2014.

### 参考資料 3.13 動的解析（時刻歴応答解析）を用いた斜面の地震時変位量の評価例

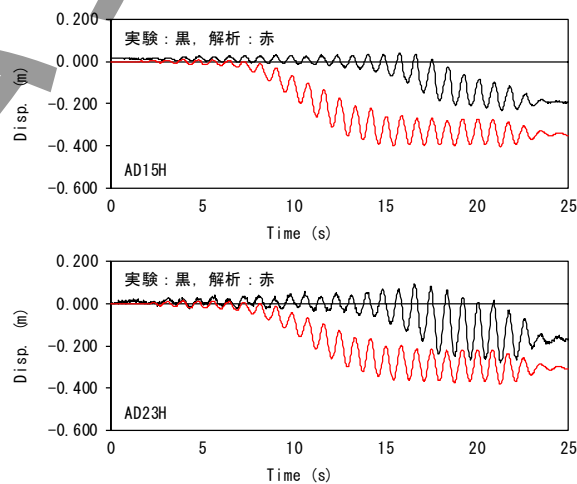
有限要素法による動的解析（時刻歴応答解析）を用いた斜面の地震時変位量の評価に関する研究が行われている。参図 3.13-1 は、石丸ほか（2017）が斜面の動的遠心力模型実験（遠心加速度：50G）の再現解析を行い、実験結果と解析結果を比較したものである。



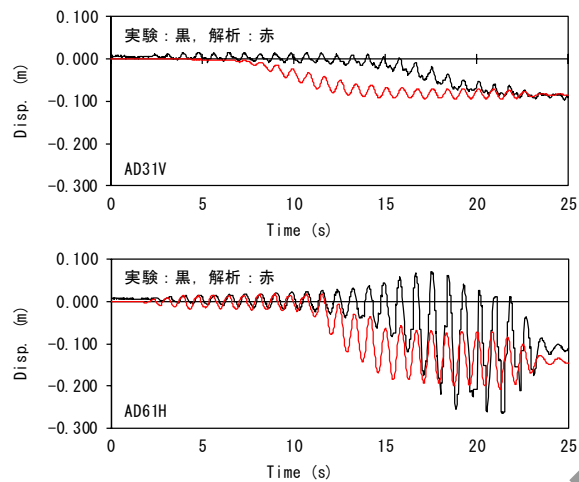
(a) 斜面模型と計測器配置（単位 mm，括弧内は実規模換算値で単位 m）



(b) 入力加速度波形（実規模換算済，左図：水平動，右図：鉛直動）







(c) 変位量の実験と解析の比較 (実規模換算済)

参図 3.13-1 時刻歴応答解析による斜面の動的遠心力模型実験の再現解析

[参考文献]

- (参 3.13-1) 石丸真, 岡田哲実, 中村大史, 河井正, 風間基樹: 軟岩のせん断破壊後の強度変形特性のモデル化と斜面の地震時すべり安定性評価への適用, 土木学会論文集 C (地圏工学), Vol. 73, No. 1, pp. 23-38, 2017.

### 参考資料 3.14 盛土の被害程度と沈下量の目安

鉄道総合技術研究所（2012）<sup>(参 3.14-1)</sup>では、盛土の被害程度と沈下量の目安について、参図 3.14-1 のとおり、まとめており、参考にすることができる。

付属資料 12-6 盛土の被害程度と沈下量の目安				
<p>本標準においては、盛土の復旧性は盛土の変形レベルならびに、のり面工，路盤工，排水工など盛土の各構成部位に関する損傷レベルの組合せによって定めることとしている。このうち、盛土の変形レベルについては、「9.5.4 盛土等の土構造物の残留変位に関する設計限界値」に示したように、残留変位の発生状態に伴う補修・補強等の修復行為の難易度を考慮し、盛土の要求性能の水準に応じて適切に考慮して設定することとしている。</p> <p>付属表 12.6.1 は、既往の震害事例を参考に、盛土の変形レベルごとの地震時沈下量の目安値を示したものである。盛土の変形レベルに応じた残留変位の設計限界値は、盛土の立地条件、用いる軌道の種類やその構造、ならびに各鉄道事業者で定める軌道管理基準値などを勘案して適切に定める必要があり、その設定に際しては本表を参考にされたい。</p>				
付属表 12.6.1 盛土の被害程度と沈下量の目安				
変形レベル	被害程度	沈下量の目安値		
		省力化軌道の場合	有道床軌道の場合	
			一般盛土部*1	橋台・ボックスカルバート等構造物の背面盛土
1	無被害		無被害*2	
2	軽微な被害	沈下量 5 cm 未満*3	沈下量 20 cm 未満	背面の沈下差 10 cm 未満
3	応急処置で復旧が可能な被害	沈下量 5 cm 以上 15 cm 未満*3	沈下量 20 cm 以上 50 cm 未満	沈下差 10 cm 以上 20 cm 未満
4	復旧に長時間を要する被害	沈下量 15 cm 以上	沈下量 50 cm 以上	沈下差 20 cm 以上

\* 1 擁壁の背面盛土の残留変位の照査においては、一般盛土部での沈下量の目安値を用いるとよい。  
 \* 2 各鉄道事業者で定める軌道管理基準値等を参考に設定されたい。  
 \* 3 省力化軌道における変形レベルと沈下量の目安値の関係は、変形レベル 2 については軌道パッドによる調整を、変形レベル 3 については CA モルタルの再注入による復旧をイメージしている。

参図 3.14-1 盛土の被害程度と沈下量の目安

#### 参考文献

(参 3.14-1) 国土交通省監修 鉄道総合技術研究所編：鉄道構造物等設計標準・同解説-耐震設計，丸善出版，2012.

参考資料 3.15 食い違い弾性論を用いた過去の地震時の地盤変位量の再現事例

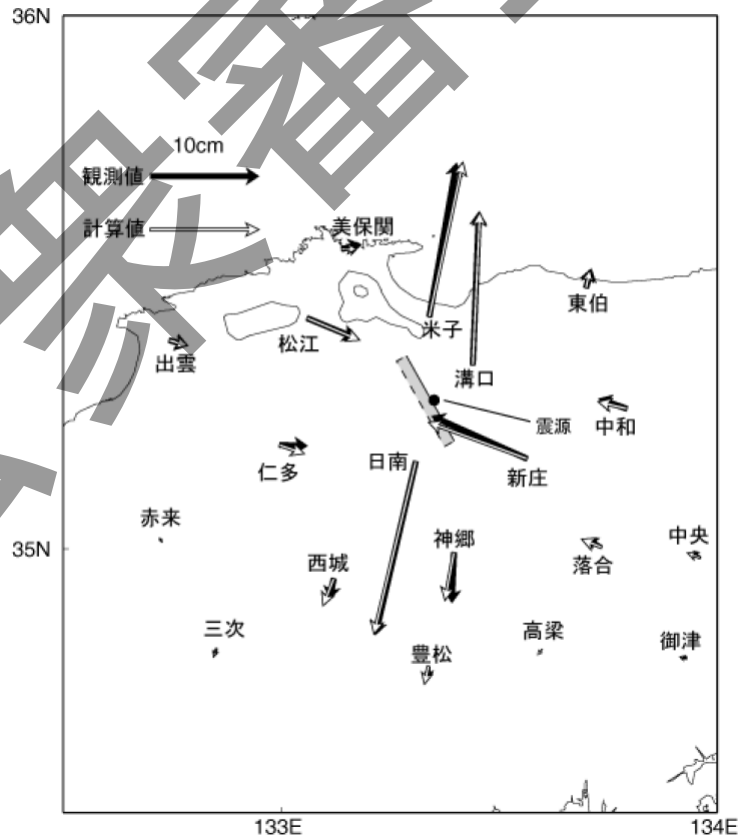
地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価手法として、食い違い弾性論を用いた評価手法を基本とするが、国土地理院<sup>(参 3.15-1~参 3.15-4)</sup>においては、その手法を用いて過去の地震時の地盤変位量の再現事例が示されている。

参表 3.15-1 検討事例一覧

事例	地震名	計算条件						観測結果と計算結果の比較	
		断層長さ	断層幅	断層傾斜角	上端深さ	すべり角	すべり量	鉛直変位	水平変位
①	鳥取県西部地震 (2000)	20.0km	10.0km	86°	1km	-7°	1.4m	●	●
②	宮城県北部の地震 (2003)	13.6km	5.1km	40°	3.7km	70°	0.84m	●	●
③	福岡県西方沖を震源とする地震 (2005)	23.9km	16.3km	85°	0.0km	1°	0.70m	●	●
④	能登半島地震 (2007)	21.2km	13.9km	63°	1.2km	137°	1.65m	●	●

0° : 左横ずれ断層  
90° : 逆断層  
180° : 右横ずれ断層  
270° : 正断層

① 鳥取県西部地震 (2000. 10. 6)  
国土地理院 [http://www.gsi.go.jp/cais/HENDOU\\_hendou12.html](http://www.gsi.go.jp/cais/HENDOU_hendou12.html)  
断層長さ 20.0km, 断層幅 10.0km, 断層傾斜角 86°, 上端深さ 1km,  
すべり角 -7°, すべり量 1.4m, Mw=6.6

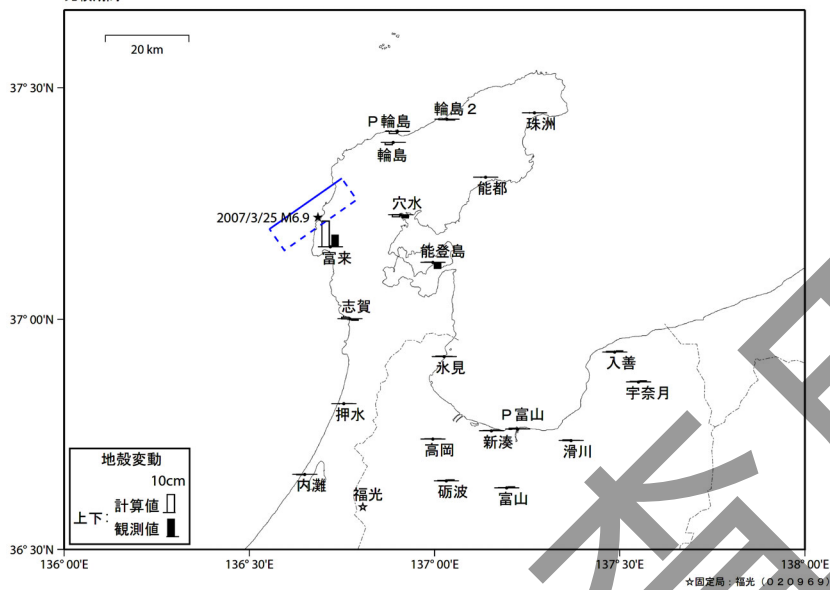


水準点測量結果と食い違いの弾性論による水平地盤変位量の比較

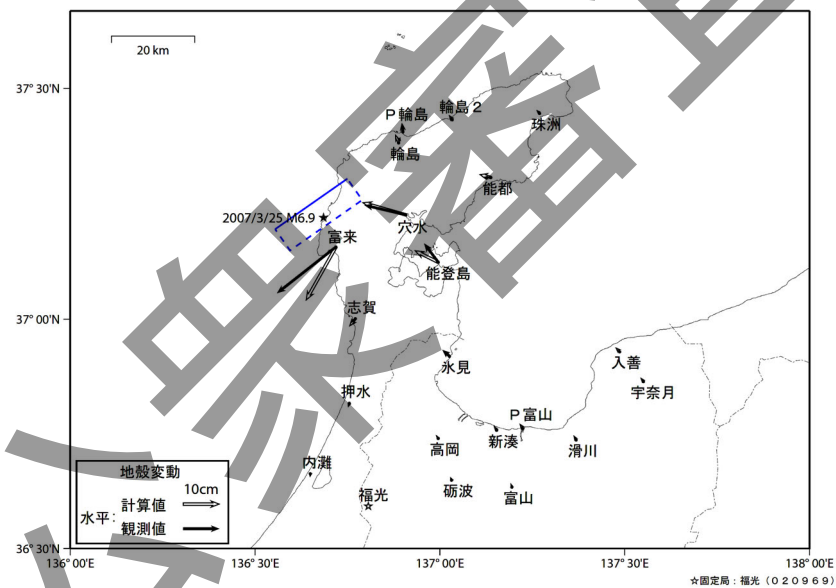
参図 3.15-1 2000年鳥取県西部地震<sup>(参 3.15-1)</sup>



④ 能登半島地震 (2007. 3. 25)  
 国土地理院 <http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/isikawa-index.html>  
 断層長さ 21.2km, 断層幅 13.9km, 断層傾斜角 63°, 上端深さ 1.2km,  
 すべり角 137°, すべり量 1.65m, Mw=6.7



水準点測量結果と食い違いの弾性論による鉛直地盤変位量の比較



水準点測量結果と食い違いの弾性論による水平地盤変位量の比較

参図 3.15-4 2007年能登半島沖地震(参 3.15-4)

#### 参考文献

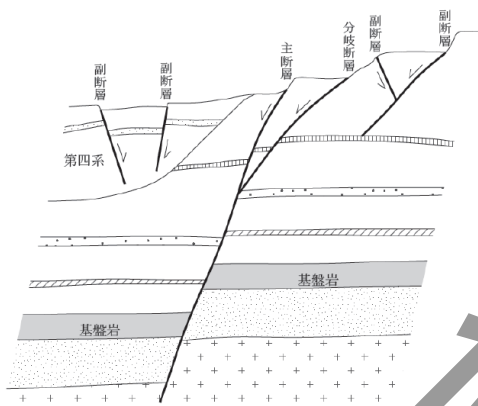
- (参 3.15-1) 国土地理院：平成 12 年 10 月 6 日鳥取県西部地震の断層運動を解明，2000.
- (参 3.15-2) 国土地理院：平成 15 年 7 月 26 日宮城県北部の地震に伴う地殻変動，2003.
- (参 3.15-3) 国土地理院：福岡県西方沖を震源とする地震に伴う地殻変動（第 2 報），2005.
- (参 3.15-4) 国土地理院：平成 19 年（2007 年）能登半島地震に伴う地殻変動（第 2 報），2007.

参考資料 3.16 地殻変動に対する基礎地盤の安定性評価フローの一例

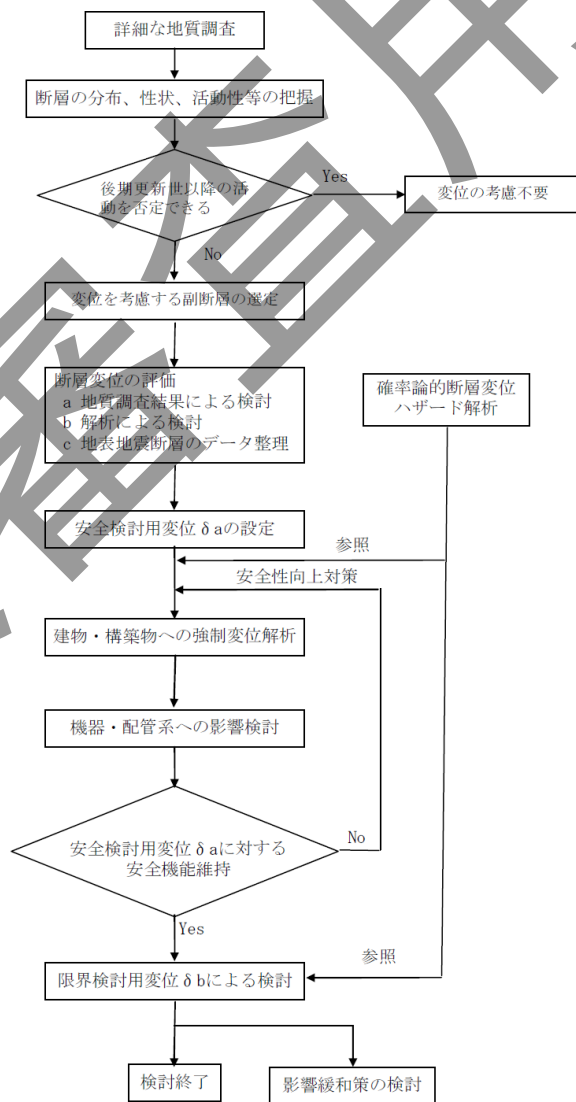
敷地内断層の活動性が否定できない場合にその変位・変形量を評価して、施設への影響を工学的に検討する手順が原子力安全推進協会（2013）（参 3.16-1）に示されている。地表地震断層分布概念図を参図 3.16-1 に、全体検討フローを参図 3.16-2 に示す。

本フロー中の「断層変位の評価 b. 解析による検討」において、基礎地盤の変状評価および安定性評価の手順が述べられており、食い違い弾性論と静的有限要素法を組み合わせた評価の方法等の考え方が参図 3.16-3 のように例示されている。

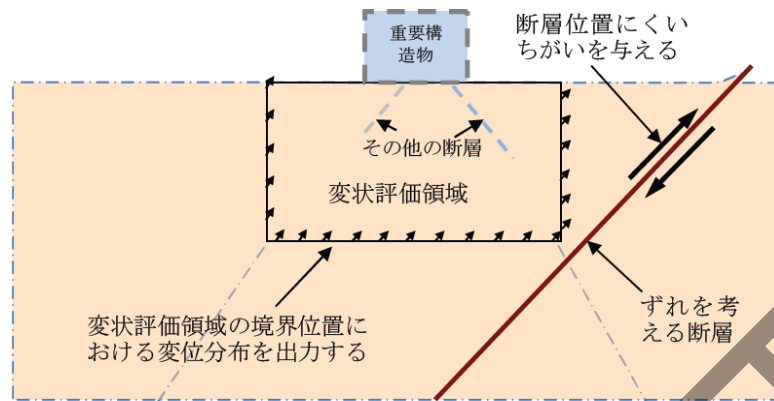
なお、当参考資料では変位と変形を合わせて変状と称している。



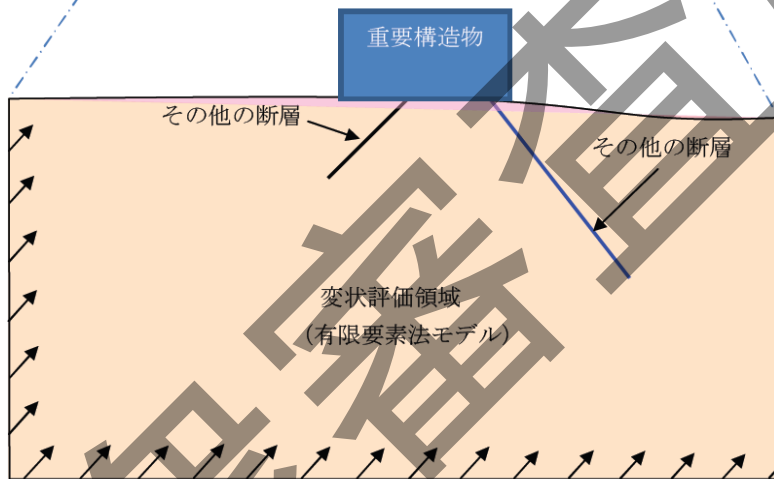
参図 3.16-1 地表地震断層分布概念図



参図 3.16-2 検討フロー



① 食い違いの弾性論により変状評価領域の境界変位を算定する  
(変状評価領域内のその他の断層や建屋はモデル化しない)



② 食い違いの弾性論により算定した境界変位を変状評価領域の有限要素モデルに静的に作用させる

参図 3.16-3 食い違い弾性論による地盤変状評価のイメージ

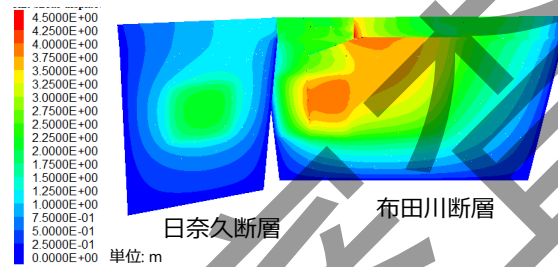
参考文献

(参 3.16-1) 一般社団法人原子力安全推進協会 敷地内断層評価手法検討委員会：原子力発電所敷地内断層の変位に対する評価手法に関する調査・検討報告書, 2013.

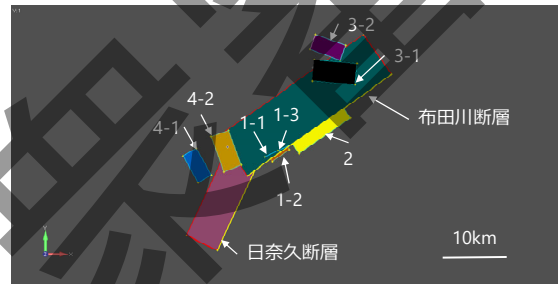
参考資料 3.17 動力的破壊進展モデル等を用いた断層変位評価例

動力的シミュレーションを用いた断層変位の評価に関する研究が行われている。参図 3.17-1 は澤田 (2019) (参 3.17-1) が 2016 年熊本地震を対象に断層の動的破壊により主断層及び周辺に分布する小規模な断層 (副断層) に生じる変位を調べた数値解析の結果である。また、澤田ほか (2018) (参 3.17-2) は 2014 年長野県北部の地震を対象に、深さ約 1 km までの地形及び地層境界を考慮して、地盤・断層の 3 次元モデルを構築し、並列有限要素法により断層上のずれ変位の進展を解析した。参図 3.17-2 はその解析モデルと断層上のずれ変位の分布を表す。

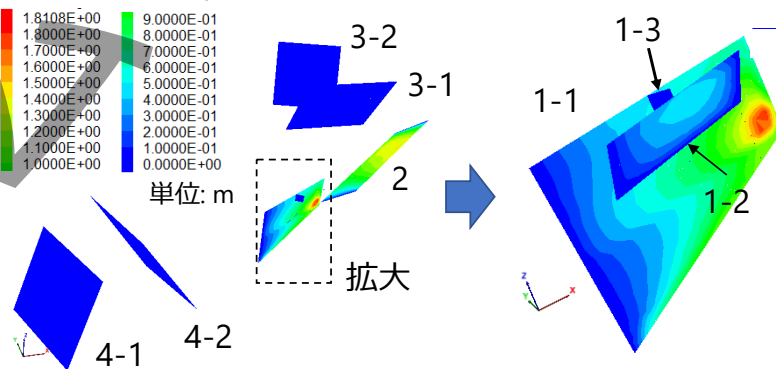
基盤の断層の変位による上部地盤の変形・破壊について、模型実験及び数値解析による研究が実施されている。参図 3.17-3 は竿本, 他 (2005) (参 3.17-3) が横ずれ断層上の地盤の破壊現象に対して、個別要素法による解析を実施した結果である。



a) 主断層のずれ変位分布



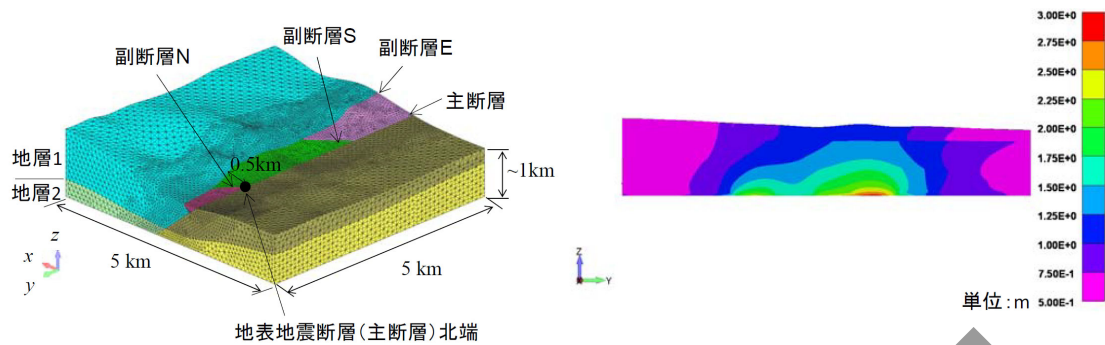
b) 断層の配置 (上から見た図)



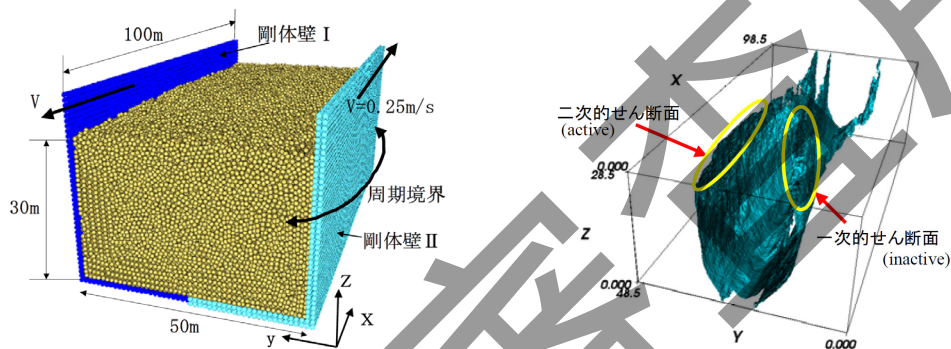
c) 副断層のずれ変位分布

参図 3.17-1 2016 年熊本地震のシミュレーション





地表地震断層(主断層)北端  
 参図 3.17-2 2014年長野県北部の地震の並列 FEM 解析  
 (左: 解析モデル, 右: 断層上のずれ変位分布)



横ずれ断層運動に伴うせん断帯発達過程に関する DEM 解析  
 (左: 解析モデル, 右: 計算終了時の  $|\varepsilon_{yx}|=0.6$  の等値面)

### 参考文献

- (参 3.17-1) 澤田昌孝: 断層の破壊進展解析による地表断層変位予測手法—実地震への適用—, 電中研報告, O18008, 2018.
- (参 3.17-2) 澤田昌孝, 羽場一基, 堀宗朗: 地表地震断層を伴う実地震を対象とした高性能計算による地表断層変位評価, 土木学会論文集 A2, Vol.74, No.2, pp.I\_627-I\_638, 2018.
- (参 3.17-3) 筈本英貴, 吉見雅行, 国松直: 横ずれ断層運動に伴うせん断帯発達過程に関する DEM シミュレーション, 土木学会地震工学論文集, 2005.

## 第4章 基準津波策定

公衆省木直用

## 第 4 章 目 次

4.1 基本事項	1
4.1.1 適用範囲	1
4.1.2 準用する基準類	2
4.1.3 用語の定義	2
4.2 基本方針	3
4.3 基準津波 Ts の策定及び入力津波の評価	4
4.3.1 基準津波 Ts の策定に係る調査	4
4.3.1.1 既往津波の調査	4
4.3.1.2 津波の発生要因に関する調査	5
4.3.2 津波発生要因の選定	6
4.3.3 想定する津波波源の設定	6
4.3.3.1 プレート間地震に起因する津波波源の設定	7
4.3.3.2 海洋プレート内地震に起因する津波波源の設定	7
4.3.3.3 海域の活断層に起因する津波波源の設定	8
4.3.3.4 地すべり等に起因する津波波源の設定	8
4.3.3.5 火山現象に起因する津波波源の設定	8
4.3.4 津波評価手法	9
4.3.4.1 数値計算の方法	9
4.3.4.2 既往津波の検討による数値計算モデルの妥当性確認	10
4.3.5 津波波源のモデル化に係る不確定性の検討	11
4.3.6 想定津波からの基準津波 Ts の選定	11
4.3.7 基準津波 Ts の選定結果の検証及び入力津波の評価	12
4.3.8 その他	14
4.4 超過確率の参照	15
附属書 4.1 基準津波 Ts 策定～入力津波評価の流れ	16
参考文献	17

## 4.1 基本事項

### 4.1.1 適用範囲

本章で定める事項は、原子力発電所の安全設計において考慮すべき基準津波 Ts の策定及び入力津波の評価に適用する。

#### 【解説】

我が国の原子力発電所は海岸沿いに設置されているため、敷地の選定の際には津波による影響を十分考慮するとともに、発電所の施設の設計においては、想定される津波に対して安全性が保たれるよう配慮する必要がある。

「**实用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則**」（令和元年7月1日施行、原子力規制委員会）(4.1.1-1)では、「設計基準対象施設は、その供用中に当該設計基準対象施設に大きな影響を及ぼすおそれがある津波（以下「基準津波」という。）に対して安全機能が損なわれるおそれがないものでなければならない。」としている。また、「**重大事故等対処施設は、基準津波に対して重大事故等に対処するために必要な機能が損なわれるおそれがないものでなければならない。**」としている。

#### 4.1.2 準用する基準類

基準津波策定にあたり準用あるいは引用する基準類の適用版は以下による。

- (1) 原子力発電所耐津波設計技術規程 (JEAC4629-2020) (2020)  
日本電気協会(4.1.2-1)
- (2) 原子力発電所の津波評価技術(2016) 土木学会 (4.1.2-2)
- (3) 原子力発電所に対する津波を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準(2016) 日本原子力学会(4.1.2-3)
- (4) 原子力発電所火山影響評価技術指針 (JEAG4625-2015) (2015)  
日本電気協会(4.1.2-4)

#### 4.1.3 用語の定義

##### (1) 想定津波

プレート境界付近, 海洋プレート内, 海域活断層による地殻内において想定される地震及び地震以外の自然現象(地すべり等, 火山現象)に伴う津波のことをいう。

##### (2) 想定津波群

不確定性を考慮した想定津波の集合体のことをいう。

##### (3) 基準津波 $T_s$

想定津波群のうち, 設計基準対象施設の供用中に施設へ最も大きな影響を与える津波のことをいう。

最も大きな影響を与える津波の波源が上昇側と下降側で異なる場合は, それぞれを基準津波  $T_s$  (上昇側), 基準津波  $T_s$  (下降側) とする。

##### (4) 入力津波

設計に使用する津波水位のことをいう。各施設・設備等の設置位置において, 基準津波  $T_s$  の波源からの数値計算結果に適切な潮位条件を考慮したものである。

## 4.2 基本方針

原子力発電所における入力津波の評価は、以下の方針により行う。

津波発生要因として、プレート間地震、海洋プレート内地震、海域の活断層による地殻内地震、地すべり、斜面崩壊、火山現象について調査を行い、科学的・技術的知見に基づき、施設に大きな影響を与えると予想される要因を複数選定する。選定した津波発生要因に対して不確定性を考慮し、数値計算により津波評価を行う。それらの津波評価結果に基づき基準津波  $T_s$  を策定し、入力津波の評価を行う。

### 4.3 基準津波 $T_s$ の策定及び入力津波の評価

本節は、原子力発電所の基準津波  $T_s$  策定から入力津波の評価までの流れについて示す。

基準津波  $T_s$  の策定にあたっては、まず、既往津波や津波発生要因に関する調査を行うとともに、数値計算に用いる諸条件（境界条件、計算領域、計算格子間隔等）が適切かどうかを確認する。その後、想定津波の波源を設定し、不確定性を考慮した上で基準津波  $T_s$  の策定を行う。

基準津波  $T_s$  策定から入力津波評価までの流れを「附属書 4.1 基準津波  $T_s$  策定～入力津波評価の流れ」に示す。

#### 4.3.1 基準津波 $T_s$ の策定に係る調査

基準津波  $T_s$  の策定にあたっては、敷地における既往津波の調査や津波の発生要因に関する調査を実施する。

##### 4.3.1.1 既往津波の調査

文献調査等により、敷地に大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波を抽出する。

#### 【解説】

1896年明治三陸地震津波より古い津波の痕跡高は、古記録、文献等をもとに研究者が推定したものであるため、必要に応じて痕跡高の信頼性を吟味する。それ以降の比較的新しい時代の痕跡高についても、必要に応じて個々の文献における痕跡高の調査方法とその信頼性を吟味する。痕跡高の信頼性が疑わしいものについては、その出典等に立ち戻り、信頼性が低いと判断される場合には、それらを除外することができる。なお、既往津波のうち近年発生した津波については、沖合における水位変化が観測されている場合がある。基準津波  $T_s$  の策定において、必要に応じてこれらの観測結果を参照するため、データの収集を行う。また、古記録や文献以外の既往津波資料を得るために、津波堆積物調査等の地質学的な調査を実施する。

なお、津波堆積物調査の詳細に関しては「2.5 津波に関する地質調査」を参照する。

これらの文献調査結果、地質学的調査結果等による信頼性のあるデータに基づいて敷地に大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波を抽出する。

#### 4.3.1.2 津波の発生要因に関する調査

津波の発生要因に関して、日本近海のプレート境界付近において想定される地震（以下、「プレート間地震」という。）、海洋プレート内において想定される地震（以下、「海洋プレート内地震」という。）、海域の活断層において想定される地殻内地震（以下、「海域の活断層による地殻内地震」という。）、外国沿岸のプレート境界付近に想定される地震、地すべり等、火山現象について調査を実施する。

#### 【解説】

基準津波  $T_s$  の策定に先立って、敷地に影響を与えると考えられる津波の発生要因を選定するため、地震の発生メカニズム等に係る文献調査及び海域若しくは沿岸で発生する可能性のある火山現象に関する文献調査を実施する。また、地すべり及び斜面崩壊に係る敷地周辺の地形調査、海域の活断層による地殻内地震、火山現象に関する調査についての詳細については「2.5 津波に関する地質調査」及び「原子力発電所火山影響評価技術指針（JEAG4625-2015）」（2015年、日本電気協会）<sup>(4.1.2-4)</sup>を参照する。



#### 4.3.2 津波発生要因の選定

基準津波 Ts 策定における津波の発生要因としては、プレート間地震、海洋プレート内地震、海域の活断層による地殻内地震、外国沿岸のプレート境界付近に想定される地震、地すべり、斜面崩壊、火山現象を対象とする。調査結果等を踏まえ、これらの津波発生要因から施設に影響を与えると考えられるものを抽出する。

#### 4.3.3 想定する津波波源の設定

各海域における地震や地すべり等の特性を踏まえて、不確定性を考慮する際の基準となる基準断層モデル及び地すべり地形等の波源モデル（以下、「波源モデル等」という。）を適切に設定する。

なお、基準断層モデルに関してはすべり量の不均一性についても必要に応じて考慮する。

#### 【解説】

津波波源の設定にあたり、行政機関において敷地又はその周辺の津波が評価されている場合には、波源設定の考え方、解析条件等の相違点に着目して内容を精査したうえで必要に応じて考慮する。例えば、行政機関における評価の事例として、日本海東縁部の断層や海域活断層に対するすべり量の不均一性を考慮した国土交通省・内閣府・文部科学省(2014)<sup>(4.3.3-1)</sup>等がある。

なお、東日本大震災の主な教訓の一つとして、「大規模な津波を発生させる地震の発生域と規模が既往津波を発生させた地震を超える場合があること」が挙げられる。これを踏まえ、波源モデル等の設定にあたっては既往津波を発生させた地震の発生域や規模に関する知見だけでなく、「4.3.1.2 津波の発生要因に関する調査」の結果得られた知見を十分に活用することが重要である。

#### 4.3.3.1 プレート間地震に起因する津波波源の設定

日本近海及び外国沿岸のプレート境界付近において想定される地震に伴う津波を評価対象として波源を設定する。

波源モデル等の地震規模 ( $M_w$ : モーメントマグニチュード) は、既往津波をもたらした地震の発生位置及び発生様式、当該海域の地殻構造等に応じて設定する。

#### 【解説】

波源領域や地震規模については、過去に発生した地震の規模・すべり量等の地形・地質学的、地震学的及び測地学的な情報を可能な限り活用するとともに、国内のみならず世界で発生した大規模な地震を踏まえ、地震の発生機構やテクトニクス的背景の類似性を考慮した上でこれらの地震に関する知見を用いて設定する。

プレート間地震による津波の波源モデル設定については、2011年東北地方太平洋沖地震を含む世界で発生した  $M_w$  9 クラスの巨大地震による津波に関する知見を活用することが重要である。これらの知見を活用した波源モデルの設定例としては内閣府(2012)<sup>(4.3.3-2)</sup>等がある。

評価の対象とする津波は阿部(1989)<sup>(4.3.3-3)</sup>の簡易予測式等を用いて敷地における津波高の概算値を比較することにより、複数の波源から抽出することができる。また、外国沿岸のプレート境界付近に想定される地震に伴う日本沿岸に大きな影響を与える遠地津波は、主にチリ沖またはカスケード地域で発生すると考えられることから、波源位置について当該地域を対象とすることができる。

#### 4.3.3.2 海洋プレート内地震に起因する津波波源の設定

海洋プレート内に想定される地震に伴う津波を評価対象とし、過去の地震発生状況等の地震学的知見を踏まえて波源を設定する。

波源モデル等の地震規模 ( $M_w$ ) は、既往津波をもたらした地震の発生位置、発生様式、当該海域の地殻構造等に応じて設定する。

#### 【解説】

「4.3.3.1 プレート間地震に起因する津波波源の設定」と同様、波源領域や地震規模については、過去に発生した地震の規模・すべり量等の地形・地質学的、地震学的及び測地学的な情報を可能な限り活用するとともに、国内のみならず世界で発生した大規模な地震を踏まえ、地震の発生機構やテクトニクス的背景の類似性を考慮した上でこれらの地震に関する知見を用いて設定する。

評価の対象とする津波は阿部(1989)<sup>(4.3.3-3)</sup>の簡易予測式等を用いて敷地における津波高の概算値を比較することにより、複数の波源から抽出することができる。

#### 4.3.3.3 海域の活断層に起因する津波波源の設定

日本近海の海域活断層において想定される地殻内地震に伴う津波を評価対象とする。

波源モデル等の地震規模 ( $M_w$ ) は、当該海域の地殻構造等に応じて設定する。

#### 【解 説】

評価の対象とする津波は阿部(1989)<sup>(4.3.3-3)</sup>の簡易予測式等を用いて敷地における津波高の概算値を比較することにより、複数の波源から抽出することができる。

#### 4.3.3.4 地すべり等に起因する津波波源の設定

陸上及び海底での地すべり及び斜面崩壊に伴う津波を評価対象とし、文献調査、地質調査、地形調査等の知見を踏まえて波源モデル等を設定する。

#### 【解 説】

陸上及び海底での地すべり及び斜面崩壊による津波波源は、地震起因のものとは異なり、物質の移動を伴う運動様式及び時間経過を考慮する必要がある。また、物質移動の伝播方向へのエネルギー指向性が高く、局所的に大きな津波水位を発生させる場合があることに留意する必要がある。

#### 4.3.3.5 火山現象に起因する津波波源の設定

火山現象に伴う津波を評価対象とし、文献調査、活動履歴調査、地形調査等の知見を踏まえて波源モデル等を設定する。

#### 【解 説】

火山現象に起因する津波波源のうち、山体崩壊、火砕流、火山泥流及び溶岩の海域への突入に伴う津波に関しては、「4.3.3.4 地すべり等に起因する津波波源の設定」で示した陸上での地すべり等による津波波源と同様であると考えられることができる。

#### 4.3.4 津波評価手法

本項は、基準津波 Ts 策定で用いる津波評価手法に関する留意事項について示す。

##### 4.3.4.1 数値計算の方法

適切な基礎方程式、計算スキーム、津波入力条件及び境界条件を選定した数値計算モデルに対して、計算領域、計算格子間隔、地形データ、計算に用いる諸係数、再現時間等を適切に設定し数値計算を行う。

#### 【解 説】

##### (1) 津波入力条件の設定における留意事項

- ① 地震を要因とする津波については、設定した波源モデル等の諸パラメータを用いて、適切な方法で計算される海底面の変位分布に基づき、津波入力条件を設定する。
- ② 地すべり等による津波については、二層流モデル<sup>(4.3.4-1)</sup>、Kinematic Landslide モデル<sup>(4.3.4-2)</sup>、振幅予測式<sup>(4.3.4-3~5)</sup>等の手法により津波入力条件を設定する。

##### (2) 地形のモデル化における留意事項

津波計算に用いる水深データ及び地形データは、精度向上の観点から、最新の測定結果を用いることを基本とする。

なお、地形に関する調査の詳細に関しては「2.5 津波に関する地質調査」を参照する。

##### (3) 数値計算モデルの選定における留意事項

「原子力発電所耐津波設計技術規程 (JEAC4629-2020)」(2020 年, 日本電気協会)  
<sup>(4.1.2-1)</sup>第 3 章を参照する。

##### (4) 数値計算の実施における留意事項

「原子力発電所耐津波設計技術規程 (JEAC4629-2020)」(2020 年, 日本電気協会)  
<sup>(4.1.2-1)</sup>第 3 章を参照する。

##### (5) その他留意事項

地すべり等、火山現象のように、メカニズムが十分に解明されていないものや評価方法が確立されていないものについては、複数のモデルによる評価を実施する。

#### 4.3.4.2 既往津波の検討による数値計算モデルの妥当性確認

敷地に大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波に関する再現性の検討により、数値計算モデルの妥当性確認を行うことができる。既往津波の波源モデル等を設定する際には、沿岸における津波の痕跡高をよく再現できるようにパラメータを設定して数値計算を行い、海底地形・海岸地形等のモデル化及び数値計算方法の妥当性について、痕跡高と計算値の空間的な適合度等により確認を行う。

#### 【解説】

##### (1) 既往津波の波源モデル等の設定

主な既往津波については、文献により津波を説明できる波源モデル等が提案されているため、これらを参考とし、適切なパラメータを設定する。

津波の記録に加えて地震の記録が豊富に残されている最近の津波については、津波をもたらした地震や地すべりの諸特性（余震分布、発震機構解、地震前後の地殻変動量、地すべり痕等）を参考にする。検潮記録を参考にできる場合には、津波の波長（周期）や位相等も表現できるようにパラメータを設定する。また、検潮記録を用いて設定された波源モデル等を使用する場合には、検潮記録と痕跡高の系統的な違いについて留意する。

##### (2) 数値計算による再現性の確認

痕跡高と計算値の空間的な適合度を表す指標としては相田の  $K$  及び  $\kappa$  による方法(4.3.4-6)があり、広域の  $K$ 、 $\kappa$  に関して下記条件を満たすことを目安とする。

$$0.95 < K < 1.05 \quad \text{かつ} \quad \kappa < 1.45$$

$$\text{ただし, } \log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i$$

$$\log \kappa = \left[ \frac{1}{n} \left\{ \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - n(\log K)^2 \right\} \right]^{\frac{1}{2}}$$

$n$  : 地点数

$$K_i = R_i / H_i$$

$R_i$  :  $i$  番目の地点での痕跡高

$H_i$  :  $i$  番目の地点での計算値

数値計算による再現性の確認において痕跡高と計算値の空間的な適合度が不十分である場合には、波源モデル等や数値計算の諸条件を修正する。

なお、痕跡高との比較にあたっては、次の点に留意する。

- ① 広域にわたる痕跡高分布の全体的傾向を説明できるようにすることが重要であるとともに、敷地周辺で十分な再現性を持つこと
- ② 敷地周辺に着目して再現性を評価するための痕跡高を選定する場合には、敷地からの距離が近いことに加えて、敷地周辺の海岸・海底地形が類似していること等を考慮すること

#### 4.3.5 津波波源のモデル化に係る不確定性の検討

津波波源のモデル化に際しては、耐津波設計上の十分な裕度を含めるため、基準津波  $T_s$  の策定に及ぼす影響が大きいと考えられる波源特性の不確定性の要因、その大きさの程度及びそれらに係る考え方及び解釈の違いによる不確定性を十分に考慮する。

なお、異なる津波波源の組み合わせによる検討も必要に応じて実施する。

#### 【解 説】

基準津波  $T_s$  の策定に及ぼす影響が大きいと考えられる波源特性の不確定性の要因としては、波源モデル等の位置、長さ、幅、走向、傾斜角、すべり量、すべり角、すべり分布、破壊開始点及び破壊伝播速度等が挙げられる。基準津波  $T_s$  の策定にあたっては、選定した津波波源の特性を勘案した上で、これらの要因を必要に応じて考慮する。

なお、不確定性を考慮する方法として、上記で挙げた基準津波  $T_s$  策定に及ぼす影響が大きいと考えられる不確定性の要因に対するパラメータスタディ等が考えられる。パラメータスタディを行うにあたっては、既往地震のデータから統計処理が可能な場合、当該パラメータの標準偏差を変動範囲の目安とすることができる。

#### 4.3.6 想定津波からの基準津波 $T_s$ の選定

想定津波群の中から、その供用中に設計基準対象施設に最も大きな影響を及ぼすおそれがある津波を基準津波  $T_s$  として選定する。

#### 【解 説】

「設計基準対象施設に最も大きな影響を及ぼすおそれ」とは、水位上昇側では施設に影響を与える最大水位上昇量、水位下降側では取水に影響を与える最大の水位下降量や水位下降時間の累計時間等であり、評価地点固有の状況を勘案して決定する。また、基準津波  $T_s$  の時刻歴波形は、敷地前面海域の海底地形の特徴を踏まえ時刻歴波形に対して施設からの反射波の影響が微少となるよう、施設から離れた沿岸域において定義する。

#### 4.3.7 基準津波 Ts の選定結果の検証及び入力津波の評価

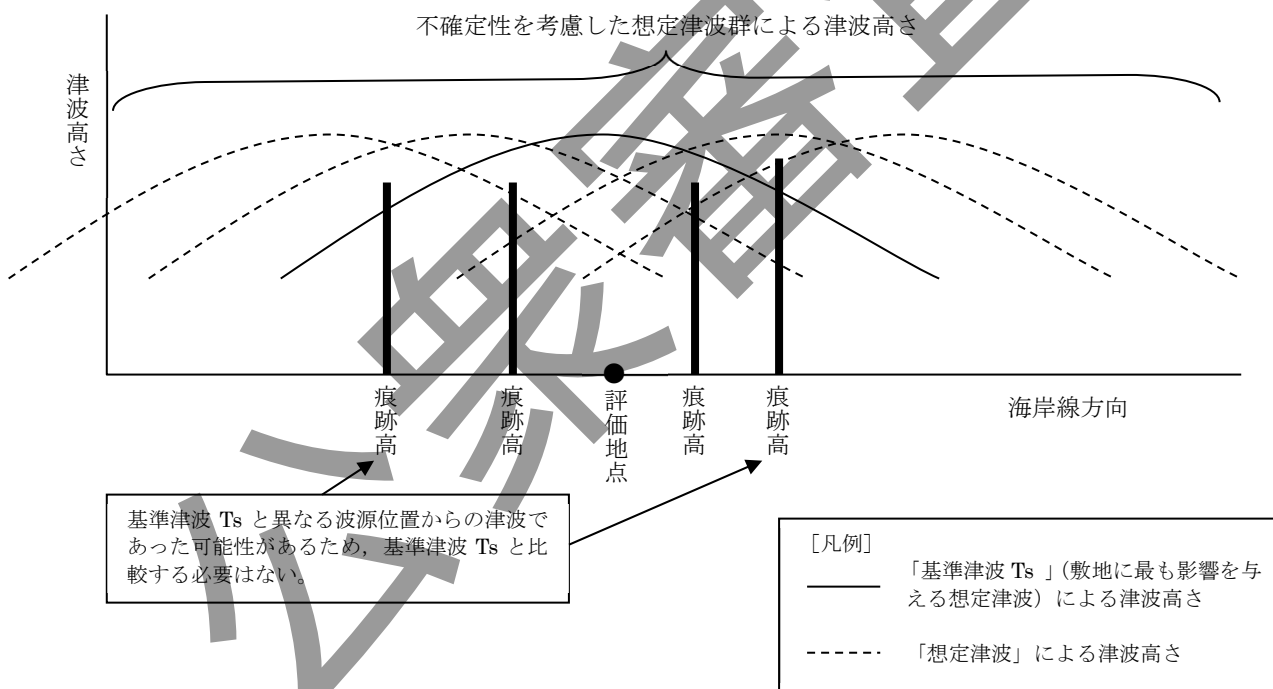
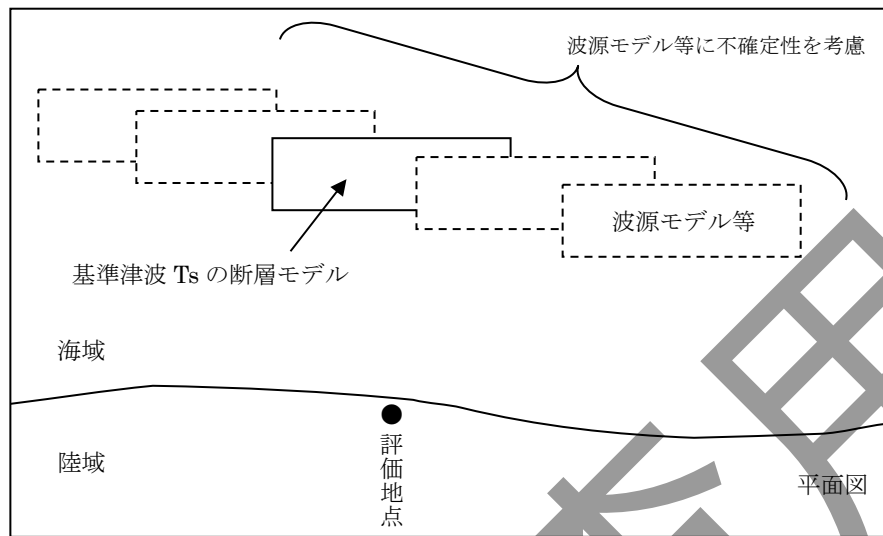
下記により、基準津波 Ts の妥当性を確認した上で、入力津波の評価を行う。

- ① 敷地において、基準津波 Ts による津波高が既往津波の再現性が確認できた波源モデル等による計算結果を上回ること。ただし、敷地において既往津波の痕跡に関する調査結果が存在する場合には、基準津波 Ts による津波高が当該痕跡高を上回ること。
- ② 敷地付近において、想定津波群の水位上昇量の包絡線が、敷地周辺における津波堆積物等の地質学的証拠及び歴史記録から推定される津波高を上回っていること。ただし、「敷地付近」は、敷地に大きな影響を与えたと考えられる既往津波の痕跡高の数と分布状況、評価地点との海岸・海底地形の類似性を検討の上、適切に設定するものとする。

なお、評価地点において基準津波 Ts を下回ることが明白である規模の小さい既往津波は検討対象から外すことができる。

#### 【解説】

想定津波群と痕跡高の関係を解図 4.3.7-1 に示す。



解図 4.3.7-1 想定津波群と痕跡高の関係(4.1.2-2)



#### 4.3.8 その他

津波の卓越周期と取水路等における水理応答の固有周期が同程度である場合は、取水路等における共振の影響について検討を行う。

#### 【解説】

津波の卓越周期と取水路等における水理応答の固有周期が同程度であるとき、共振の影響により水位変動が大きくなる場合がある。

なお、水位変動以外の津波に伴う現象として、例えば、津波による砂移動や津波による波力を評価する場合には、「原子力発電所耐津波設計技術規程（JEAC4629-2020）」（2020年、日本電気協会）<sup>(4.1.2-1)</sup>第3章を参考に検討を行う。

#### 4.4 超過確率の参照

確率論的津波ハザード評価結果を基にして、策定された基準津波 Ts に対応する超過確率を参照する。

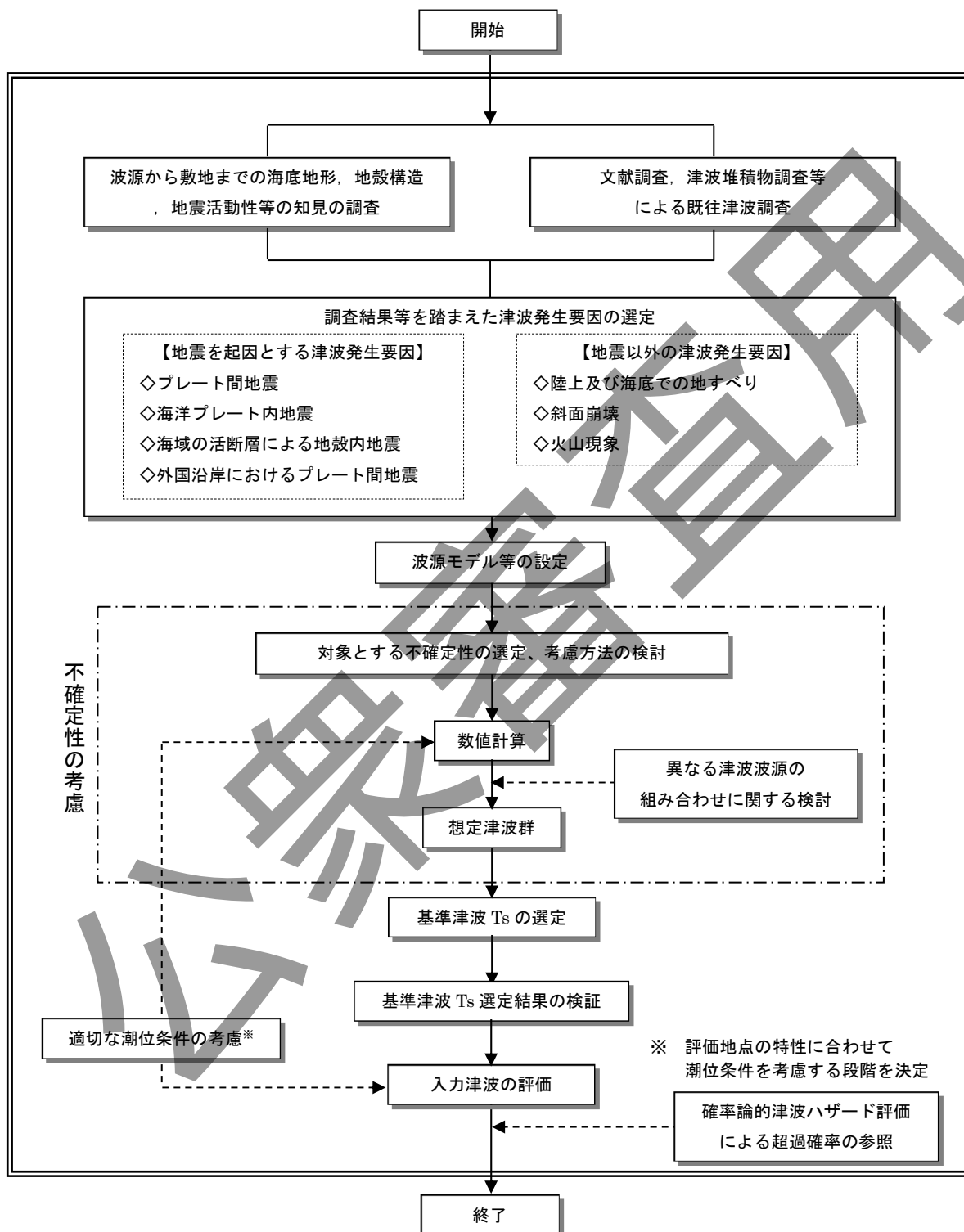
##### 【解説】

確率論的津波ハザード評価は、日本原子力学会標準「原子力発電所に対する津波を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準」（2016年、日本原子力学会）<sup>(4.1.2-3)</sup>に基づいて行う。

なお、超過確率を参照するに際しては、平均ハザード曲線に加え信頼度別ハザード曲線（フラクタイルハザード曲線）を作成するとともに、波源別寄与度の分析を実施する。

## 附属書 4.1 基準津波 Ts 策定～入力津波評価の流れ

4.3 に規定される基準津波 Ts 策定から入力津波の評価までの流れを示す。



附図 4.1-1 基準津波 Ts 策定～入力津波評価の流れ

## 参考文献

- (4.1.1-1) 原子力規制委員会：実用発電用原子炉及びその附属施設の位置，構造及び設備の基準に関する規則，2019.
- (4.1.2-1) 日本電気協会原子力規格委員会：原子力発電所耐津波設計技術規程（JEAC4629-2020），2020.
- (4.1.2-2) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会：原子力発電所の津波評価技術，2016.
- (4.1.2-3) 日本原子力学会：日本原子力学会標準 原子力発電所に対する津波を起因とした確率理論的リスク評価に関する実施基準，2016.
- (4.1.2-4) 日本電気協会原子力規格委員会：原子力発電所火山影響評価技術指針（JEAG4625-2015），2015.
- (4.3.3-1) 国土交通省・内閣府・文部科学省：日本海における大規模地震に関する調査検討会報告（概要），2014.
- (4.3.3-2) 内閣府：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）津波断層モデル編－津波断層モデルと津波高・浸水域等について－，2012.
- (4.3.3-3) 阿部勝征：地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測，東京大学地震研究所彙報，Vol.64，pp.51-69，1989.
- (4.3.4-1) 松本智裕，橋和正，今村文彦，首藤伸夫：土石流による津波発生・伝播モデルの開発，海岸工学論文集，第45巻，pp.346-350，1998.
- (4.3.4-2) Kenji Satake：Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea，Earth Planets Space，Vol.59，pp.381-390，2007.
- (4.3.4-3) Stephan T. Grilli and Philip Watts：Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. I：Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses，JOURNAL OF WATERWAY, PORT, COASTAL, AND OCEAN ENGINEERING, NOVEMBER/DECEMBER, pp.283-297，2005.
- (4.3.4-4) Philip Watts, Stephan T. Grilli, David R. Tappin and Gerard J. Fryer：Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. II：Predictive Equations and Case Studies，JOURNAL OF WATERWAY, PORT, COASTAL, AND OCEAN ENGINEERING, NOVEMBER/DECEMBER, pp.298-310，2005.
- (4.3.4-5) Fritz, H.M., W.H. Hager and H.-E. Minor：Near Field Characteristics of Landslide Generated Impulse Waves，J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng., Vol. 130, No. 6, pp.287-302，2004.
- (4.3.4-6) 相田勇：三陸沖の古い津波のシミュレーション，東京大学地震研究所彙報，Vol.52，pp.71-101，1977.