

本文

1. 本資料の構成

本資料は、ダムの耐震検討に用いる地震動設定にあたり、断層モデルを用いた半経験的手法の適用した結果について、平成20年3月末時点での知見を整理したものである。

本資料は、以下の構成となっている。

- 第2章 断層モデルを用いた半経験的手法の研究の経緯
- 第3章 半経験的手法の解説及びパラメータ設定方法
- 第4章 実地震への適用検討例
- 第5章 ダムのレベル2地震動としての適用方法
- 第6章 ダムのレベル2地震動設定例
- 第7章 ダム耐震検討用地震動設定への半経験的手法の適用性の考察

第2章では、断層モデルを用いた半経験的手法が研究されてきた経緯を振り返り、

第3章では、半経験的手法の基本的考え方を概説し、実際に地震動を作成する際に必要となるパラメータの設定方法について、昨今の研究論文を参考に整理した。

第4章では、実際に半経験的手法の検討例を作成した。作成にあたっては、十勝沖地震の再現計算を実施し、ダムで実際に観測された波形との比較を行っている。

第5章では、ダムのレベル2地震動を設定する際に、半経験的手法を用いる方法論について論じている。ダムのレベル2地震動は照査・設計用の地震動設定であることから、その視点から考慮すべきパラメータ設定手法について考察している。またダムの距離減衰式から求められる地震動との比較を行っている。

そして、第6章では実際のダムに適用して検討した事例を紹介している。ここでは、各ダムのレベル2地震動の算定を目的としているのではないため、算出された地震動が照査用の地震動を示すものではないので誤解の無いよう注意していただきたい。それを前提として、レベル2地震相当を与える可能性のある断層を任意に抽出し、その断層の知見を元に、半経験的手法を適用した地震動算定例を数例示している。

最後に、第7章では、第6章で得た結果とダムの距離減衰式による算定結果の比較において、ダムのタイプ別に考慮した比較考察を行った。これは、タイプによって基礎地盤に多少の傾向の違いがあると考えられるためである。

以上が、本資料の構成であるが、より詳細な内容については、可能な限り参考文献を網羅したので、それを参照して頂きたい。

2. 断層モデルを用いた半経験的手法の研究の経緯

本章では、半経験的手法の既往の研究について、関連する論文を収集し、その経緯を整理した。また、3章で整理するパラメータの設定根拠となる論文を収集し、分類・整理した。

一般に、ある地点での地震動の性質は、断層においてどのような破壊が起こったか(震源特性)、生じた地震波動がどのように伝わって来たか(伝播経路特性)、対象地点近傍の地盤構造によって地震波動がどのような影響を受けたか(サイト増幅特性)の3つの要素の組合せで表現される(図2.1.1参照)。

地震動予測の手法は、大きく、経験的手法、半経験的手法、理論的手法、半経験的手法と理論的手法のハイブリッド法の4つに分類されることが多い。いずれにせよ、図2.1.1の原則は必ず守られる。各手法の特徴を表2.1.1に示す。

工学的な目的による地震動評価においては、一般に0.1秒程度から20秒程度の周期帯域で地震動を評価することが要求される。このうち短周期側の成分は波動伝播経路の微細な構造に強く影響されるが、これを有限差分法などの理論的手法で評価しようとする、地下構造の情報不足や膨大な計算量のために大きな困難を伴うこととなる。このような伝播経路特性の評価の問題を回避するため、過去に発生した中小地震の観測記録を用いて大地震の地震動を評価する方法がHartzell(1978)^[1]によって提案された。この方法は、発震機構は波動伝播経路が大地震と共通する中小地震の観測波をグリーン関数として考え、それを断層の破壊過程に合わせて重ね合わせるにより大地震の地震動を評価するものである。既に経験した地震の記録を用いることから、半経験的手法あるいは経験的グリーン関数法と呼ばれる。

Hartzell(1978)^[1]以降、大地震と小地震の地震モーメント比に基づく重ね合わせ数の決定や、大地震と小地震の断層パラメータ間の相似則といった改良が加えられた(例えば、Irikura, 1983^[2])。その後、Irikura(1986)^[3]、Takemura and Ikeura(1988)^[4]、Dan et al.(1989)^[5]など、小地震記録の重ね合わせ方がそれぞれ異なる方法が提案されている。

経験的グリーン関数は、適切な中小地震記録が当該サイトで得られている場合に限られるため、適切な中小地震記録が存在しない場合には、中小地震記録を人工的に作成してこれを重ね合わせる統計的グリーン関数法(Boore, 1983^[6]、釜江ほか, 1991^[7]、など)が用いられている。統計的グリーン関数を作成する際には、図2.1.1の震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性が考慮されるが、震源特性を評価するのに必要なパラメータであるコーナー周波数は、Brune(1970)^[8]、Brune(1971)^[9]の研究に、地震動の放射特性については、Boore and Boatwright(1983)^[10]の研究に基づいて設定されている。一方、伝播経路の減衰特性や、地震動の経時特性については、仙台地域での強震記録を分析に基づいている佐藤ほか(1994a)^[11]、佐藤ほか(1994b)^[12]の研究が代表的であり、地震調査研究推進本部の強震動評価^[13]でも用いられている。

近年では、統計的グリーン関数法に、強震記録に基づいた経験的サイト増幅特性や経験的

サイト位相特性を用いる提案がなされており(古和田ほか, 1997^[14]、野津, 2005^[15])、統計的グリーン関数法の精度向上が期待されている。

表2.1.1に示したように、経験的手法は断層近傍での適用性に難があるので、断層近傍の重要構造物の耐震性評価においては、断層モデルを用いた高度な手法が用いられる場合が多い。

ダムは岩盤上に建設され、かつ固有周期も短いのに対し、現状では深部地盤構造の情報不足や計算機の性能の問題から、理論的手法を用いた短周期の範囲の予測は困難であるので、以下では半経験的手法について適用性を検討する。

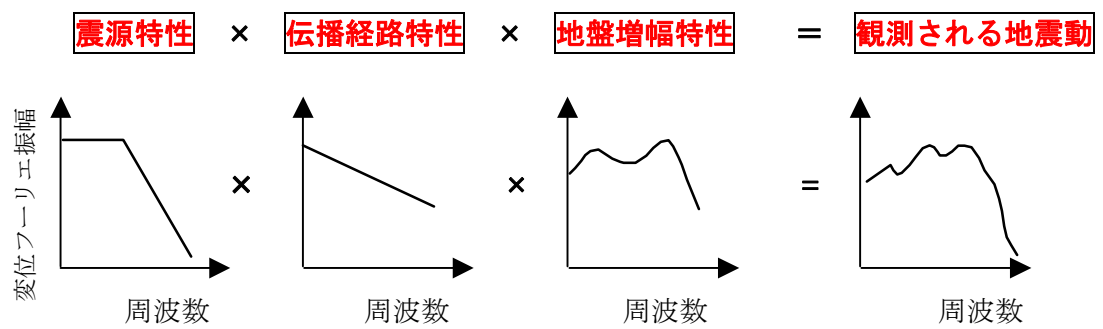
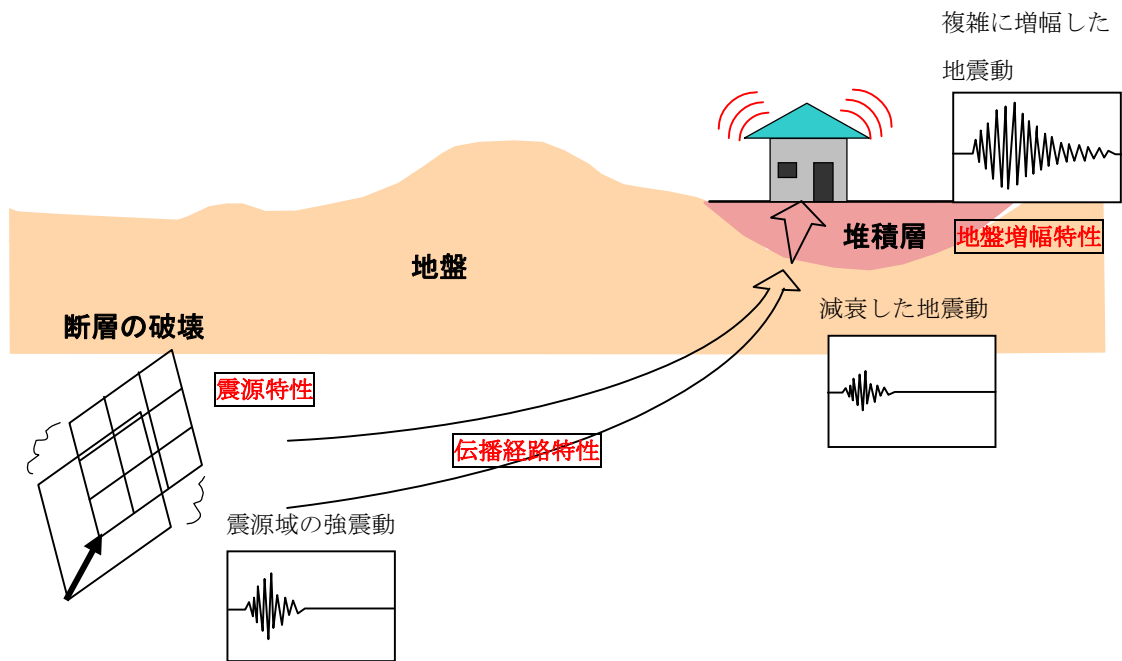


図2.1.1 地震動の3要素

表2.1.1 地震動予測手法の特徴

手法	説明	特徴
経験的手法	過去の地震記録に基づき、地震規模（マグニチュード）と距離をパラメータとした回帰式を作成し、地震動の最大加速度や応答スペクトルを推定する。動的解析に用いる場合は、推定した応答スペクトルに適合する加速度波形を作成する。	長所： 簡便に地震動強度の推定が可能である。 短所： 震源近傍での適用に難がある。データのばらつきの評価が難しい。地震動のディレクティビティ効果を考慮できない。
半経験的手法	大地震と同じ震源域の中小地震記録を大地震と小地震の間に成り立つ相似則を満足するように断層の破壊過程に合わせて重ね合わせることによって、大地震の地震動を合成する経験的グリーン関数法や、小地震を人工的に作成する統計的グリーン関数法がある。 適切な中小地震記録が当該サイトで得られていない場合は経験的グリーン関数法が適用できないため、統計的グリーン関数法を適用する。	長所： 大地震と小地震の震源特性や伝播経路特性が共通であるという仮定により、複雑な数値計算が不要である。 短所： 経験的グリーン関数法が適用できるのは適切な中小地震記録が当該サイトで得られている場合に限られる。
理論的手法	震源モデル及び地下構造モデルの仮定に基づく理論的方法で、震源特性と伝播経路特性、および地盤増幅特性を理論的に数式を用いて評価し、地震動を推定する方法。有限要素法や有限差分法等がある。	長所： 細かなパラメータ設定が可能で、地盤条件等現実に即した計算ができる。 短所： 関係機関により地下構造の情報収集のための努力がなされているものの、このような情報が利用できる地域は限られているのが現状。また、計算機の制約により、設計上重要な周期 1 秒程度以下の成分の計算には向かない。
ハイブリッド法	長周期側では与えられた断層運動に対する地震動を理論的手法により求め、短周期側は半経験的手法で計算して、両者を重ね合わせる方法である。	長所： 細かなパラメータ設定が可能で、地盤条件等現実に即した計算ができる。 短所： 長周期側と短周期側の計算結果を重ね合わせる際の接続周期が計算機の制約により理想より長い周期にとらざるを得ないのが現状である。

参考文献[2章]

- [1] Hartzell S.: Earthquake aftershocks as Green's functions, Geophys. Res. Letters, 5, pp.1-4, 1978.
- [2] Irikura, K. : Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., 33, 63-104, 1983.
- [3] Kojiro Irikura: Prediction of Strong Acceleration Motions Using Empirical Green's Function, 第7回日本地震工学シンポジウム, pp.151-156, 1986.
- [4] Takemura M. and T. Ikeura, A semi-empirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models: Simulation of strong ground motions during large earthquakes, J. Phys. Earth, 36, 89-106, 1988.
- [5] Dan K, T Watanabe and T. Tanaka: A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear wave displacement, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ), 396, 27-36, 1989.
- [6] David M. Boore : Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of The Radiated Spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, No. 6, pp. 1865-1894, 1983.
- [7] 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長: 地震のスケーリング則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集, 430, 1-9, 1991.
- [8] Brune J. N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, pp. 4997-5009, 1970.
- [9] Brune, J. N.: Correction, J. Geophys. Res., 76, p5002, 1971.
- [10] Boore, D. M. and J. Boatwright: Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1615-1621, 1984.
- [11] 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, pp. 79-89, 1994.
- [12] 佐藤智美, 川瀬 博, 佐藤俊明: ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定およびその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第461号, pp. 19-28, 1994.
- [13] 地震調査研究推進本部: 強震動評価, http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka03.htm
- [14] 古和田明, 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎: 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第514号, pp. 97-104, 1998.
- [15] 野津厚: 経験的グリーン関数を用いた2003年十勝沖地震の波形インバージョン解析, 海溝型巨大地震を考える-広帯域強震動の予測-シンポジウム論文集, 土木学会・日本建築学会, pp. 29-34, 2005.

3. 半経験的手法の解説及びパラメータ設定方法

本章では、半経験的地震動評価手法として、経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法に分類し、それぞれについて、地震動評価の方法と評価に用いる各種パラメータの意味・設定方法およびその根拠について整理した。

3.1 地震動評価の方法

3.1.1 経験的グリーン関数法

経験的グリーン関数法は、過去に発生した中小地震の観測記録をグリーン関数と考え、それを断層の破壊過程に合わせて重ね合わせるにより大地震の地震動を評価するものである（図 3.1.1 参照）。経験的グリーン関数法には、Irikura(1986)^[1]、Takemura and Ikeura(1988)^[2]、Dan et al. (1989)^[3]など様々なバリエーションがあるが、ここでは、代表的な例として、Irikura(1986)^[1]の重ね合わせの式を示す。

$$U(t) = \sum_{i=1}^{NL} \sum_{j=1}^{NW} \left(\frac{r_0}{r_{ij}} \right) \cdot f(t) * u(t - t_{ij}) \quad (3.1.1)$$

$$f(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'} \times \sum_{k=1}^{(ND-1)n'} \delta \left\{ t - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'} \right\} \quad (3.1.2)$$

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r_0}{\beta} + \frac{\xi_{ij}}{V_R} \quad (3.1.3)$$

ここに、

- $U(t)$: 合成された大地震動の時刻歴
- $u(t)$: 統計的グリーン関数時刻歴
- r_0 : 要素地震の震源距離
- r_{ij} : 小断層 ij からサイトまでの距離
- ξ_{ij} : 破壊開始点から小断層 ij までの距離
- β : 地震発生層のS波速度
- V_R : 破壊伝播速度
- τ : ライズタイム(立ち上がり時間)

NL, NW, ND : 断層長さ方向、断層幅方向、時間方向(断層面の食い違い)の重ね合わせ数

n' : すべりの重ね合わせの時間間隔を更に細かくするための整数

である。 NL 、 NW 、 ND は、大地震の地震モーメント M_0 と小地震の地震モーメント M_{0e} の比との次式の関係

$$NL \times NW \times ND = \frac{M_0}{M_{0e}} \quad (3.1.4)$$

の関係を満たすように、これに近い整数値を設定する必要がある。

式(3.1.1)～(3.1.3)は、小断層記録は始めに大地震と小地震のすべり時間関数の違いが $f(t)$ というフィルター関数で補正され ($\delta(t)$ はDiracのデルタ関数)、次に断層面上での破壊伝播に従って重ね合わされることを意味している。 $f(t)$ のフーリエスペクトルは、低周波数ではほぼ平坦で ND に近づき、周波数 $1/\tau$ 付近から減衰し、高周波数で平坦となり1に近づく。

n' はすべりの重ね合わせの時間間隔を更に細かくするためのパラメータで、これによって低周波数側ではコヒーレント (coherent) に重ね合わせられるため、合成される地震動スペクトルの値は $NL \times NW \times ND$ 倍 ($NL = NW = ND = N$ の場合 N^3 倍) となり、高周波数では小地震記録はばらばらに (incoherent) 足し合わされるため合成結果は N 倍となる。これは次の3.1.2で述べる相似則と同じであり、小地震記録から大地震記録が合理的に合成できることになる。ここで、すべり量の重ね合わせについては、図3.1.1で示したものより複雑であるので、その概念を図3.1.2に示す。図3.1.1では振幅1で ND 個実施している重ね合わせを、図3.1.2では振幅1の1個と振幅 $1/n'$ の $(ND-1) \times n'$ 個で実施していることになる。立ち上がり時間(すべり継続時間)は変化せず、その分足し合わせの時間間隔が短くなっている。

式(3.1.2)の第2項はboxcar関数であるため、 $1/\tau$ の周波数で谷を持ち、合成地震動も $1/\tau$ の周波数で落ち込むことから、これを緩和するために、入倉ほか(1997)^[4]では、boxcar関数ではなく、 $\exp(-t/\tau)$ の指数関数で表し、0から τ までの積分値が ND となるように係数を定めている(図3.1.3参照)。また、式(3.1.1)は、大地震と小地震との応力降下量が同じであることが前提となっているが、実際は、必ずしも同じとはならないことから、これを合わせて考慮すると、入倉ほか(1997)^[4]の重ね合わせの式は次式のように表現される。

$$U(t) = \sum_{i=1}^{NL} \sum_{j=1}^{NW} \left(\frac{r_0}{r_{ij}} \right) \cdot f(t) * (Cu(t-t_{ij})) \quad (3.1.5)$$

$$f(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'(1-\exp(-1))} \times \sum_{k=1}^{(ND-1)n'} \left[\exp\left(-\frac{k-1}{(ND-1)n'}\right) \cdot \delta\left\{t - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'}\right\} \right] \quad (3.1.6)$$

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r_0}{\beta} + \frac{\xi_{ij}}{V_R} \quad (3.1.7)$$

ここに、 C は、大地震と要素地震の応力降下量比である。

これ以降、本検討では、式(3.1.5)～(3.1.7)に示した入倉ほか(1997)^[4]の重ね合わせの式を用いる。

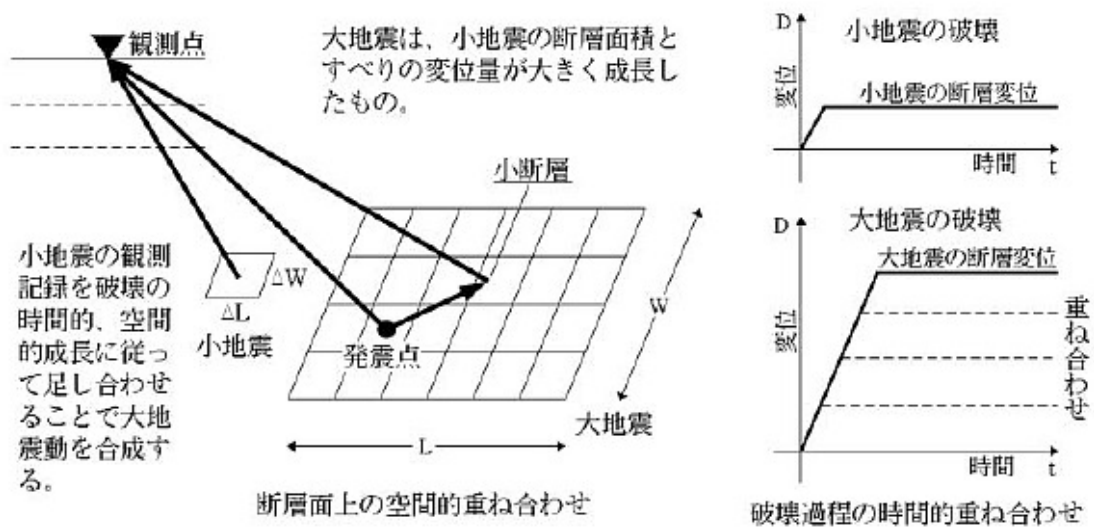


図3.1.1 経験的グリーン関数法の概念(香川, 2000^[5] から引用)

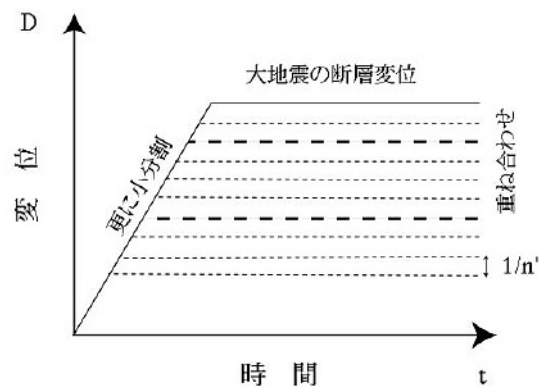
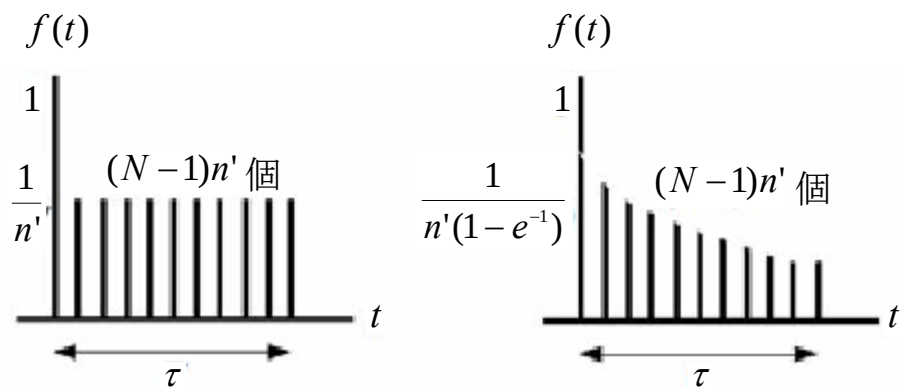


図3.1.2 n' を考慮したすべり量の重ね合わせ(香川, 2000^[5] から引用)



(a) boxcar関数(Irikura, 1986) (b) 指数関数(入倉ほか, 1997)

図3.1.3 入倉ほか(1997)^[4] による改良

3.1.2 統計的グリーン関数法

経験的グリーン関数法の適用は、適切な中小地震記録が当該サイトで得られている場合に限られる。このため、適切な中小地震記録が存在しない場合には、中小地震記録 $u(t)$ を人工的に作成し(作成した $u(t)$ を統計的グリーン関数と呼ぶ)、これを式(3.1.5)～(3.1.7)で示した経験的グリーン関数法と同じ枠組みで重ね合わせることで、大地震時の地震動を合成することができる。以下に、統計的グリーン関数 $u(t)$ の作成方法を示す。(1)に示すBoore(1983)^[6]準拠の方法が基本であるが、サイト増幅特性や位相特性の取り扱いが異なる方法も提案されているので、これを(2)に示す。

(1) Boore(1983)に準拠した方法

地震基盤(せん断波速度3000m/s程度)におけるS波主要動の加速度フーリエスペクトル $A_b(f)$ は、震源特性を表す項 $S(f)$ ，伝播経路特性を表す項 $P(f)$ を用いて次式(3.1.8)で与えられる。 f は周波数(Hz)である。

$$A_b(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot 2 \sqrt{\frac{\rho' \beta'}{\rho \beta}} \quad (3.1.8)$$

ここで、 $S(f)$ は震源特性を表す項であり、次式(3.1.9)で表される。

$$S(f) = \frac{R_{\theta\phi} \cdot PRTITN}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{M_0 \cdot (2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \cdot \frac{1}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_{\max}}\right)^n\right)^{\frac{1}{m}}} \quad (3.1.9)$$

ここに、

- $R_{\theta\phi}$: ラディエーションパターン係数(放射特性係数)
(Boore and Boatwright, 1984^[7]によるS波の平均値として0.63とする)
- $PRTITN$: 地震動のエネルギーが水平方向の2成分に分散する効果(0.71)
- ρ : 地震発生層の密度
- β : 地震発生層のS波速度
- M_0 : 要素地震の地震モーメント
- f_c : コーナー周波数。Brune(1970)^[8]，Brune(1971)^[9]による

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (3.1.10)$$

- $\Delta\sigma$: 静的応力降下量
- $f_{\max}$: 高周波遮断周波数
- m, n : 定数

である。震源から放射される地震波の変位波形をフーリエ変換して周波数毎の振幅(振幅スペクトル)を両対数軸で見ると、図3.1.4のように低周波数では一定値を示し、地震の規模

に依存するある特徴的な周波数よりも高周波数では周波数の-2乗に比例して小さくなっている。両対数グラフではベキ乗の関係は直線で表される。低周波数の一定値は地震モーメントに対応し、規模の大きい地震ほど強い地震波が放射されることを示している。大きい地震ほど地震断層が大きく、破壊の開始から停止までにかかる時間が長い。そのため大地震の波動ほど低周波数成分を多く含み、特徴的な周波数が低周波数に表れる。以上が震源から放射される地震波の平均的な特性であり、周波数の-2乗との比例関係から ω^{-2} 則と呼ばれ(Aki, 1967^[8])、地震動の相似則(スケーリング則)ともいう。中小の地震波形はほぼこれに従うことが知られている。ここで ω は角周波数であり、周波数 f を用いて $\omega = 2\pi f$ と表される。地震の規模に依存する特徴的な周波数はコーナー周波数と呼ばれている。

式(3.1.8)の伝播経路特性を表す項 $P(f)$ は次式(3.1.11)で表される。

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp\left(-\frac{\pi f r}{Q(f)\beta}\right) \quad (3.1.11)$$

ここに、

r : 震源距離

$Q(f)$: 周波数依存のQ値。伝播経路の減衰を表す。

である。近年、伝播経路の減衰を表すQ値には、地域性があることが分かってきている。各研究者によってQ値モデルが提案されており、主なものは加藤(2005)^[10]や佐藤(2006)^[11]にまとめられている。地震調査研究推進本部の強震動評価では、Q値の地域性を指摘しつつも、仙台地域での観測記録に基づいてQ値の同定を行った佐藤ほか(1994)^[12]の次式

$$Q(f) = 110f^{0.69} \quad (3.1.12)$$

を他地域にも適用している。

式(3.1.8)右辺の最後の項で、 ρ' 、 β' はそれぞれ地震基盤の密度、S波速度であり、自由表面の影響および地震発生層と地震基盤のインピーダンスの相違を考慮したものである。

式(3.1.8)で求められた地震基盤での加速度フーリエ振幅に、何らかの位相特性を与えることにより、 ω^{-2} 則を満たす時刻歴波形を作成することができる。一般には、式(3.1.8)で求められた地震基盤での加速度フーリエ振幅 $A_b(f)$ に、ランダム位相 $\phi_r(f)$ を与え、逆フーリエ変換を行い、経時特性を表す包絡線関数 $w(t)$ を乗じることが多い。包絡線関数を乗じることにより、スペクトル振幅が変化するので、包絡線関数を掛けた時刻歴波形をフーリエ変換し、位相スペクトルを保ったまま加速度フーリエ振幅を $A_b(f)$ に置き換え再度逆フーリエ変換を行うことにより、式(3.1.8)に適合する波形を生成する。経時特性を表す包絡線関数 $w(t)$ として、Boore(1983)^[6]は地震規模にのみ依存する関数が提案しているが、佐藤ほか(1994)^[13]は、地震規模と震源からの距離に依存する包絡線関数が提案しており、これは地震調査研究推進本部の強震動評価^[14]でも用いられている。

以上により、地震基盤における統計的グリーン関数 $u_b(t)$ が求められる。さらに、サイト増幅スペクトル(地震基盤から地震動推定地点までの地盤増幅特性) $G(\omega)$ を何らかの形で評価すれば、地震動推定地点での統計的グリーン関数 $u(t)$ が求まることになる。地震基盤から地震動推定地点までの一次元地盤モデル(層厚、密度、せん断波速度)を設定し、一次元重複

反射理論により $G(f)$ を評価するのが一般的である。

図3.1.5に、以上で示したBoore(1983)に準拠した方法による地震動推定地点での統計的グリーン関数算出のフローを示す。

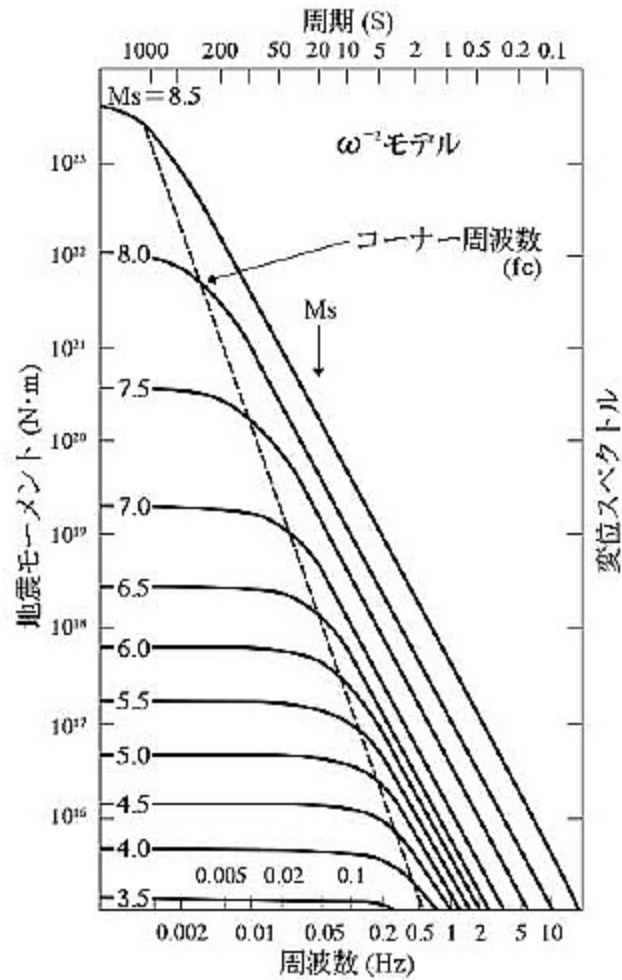


図3.1.4 地震動変位スペクトルの相似則(香川, 2000^[5] を引用)

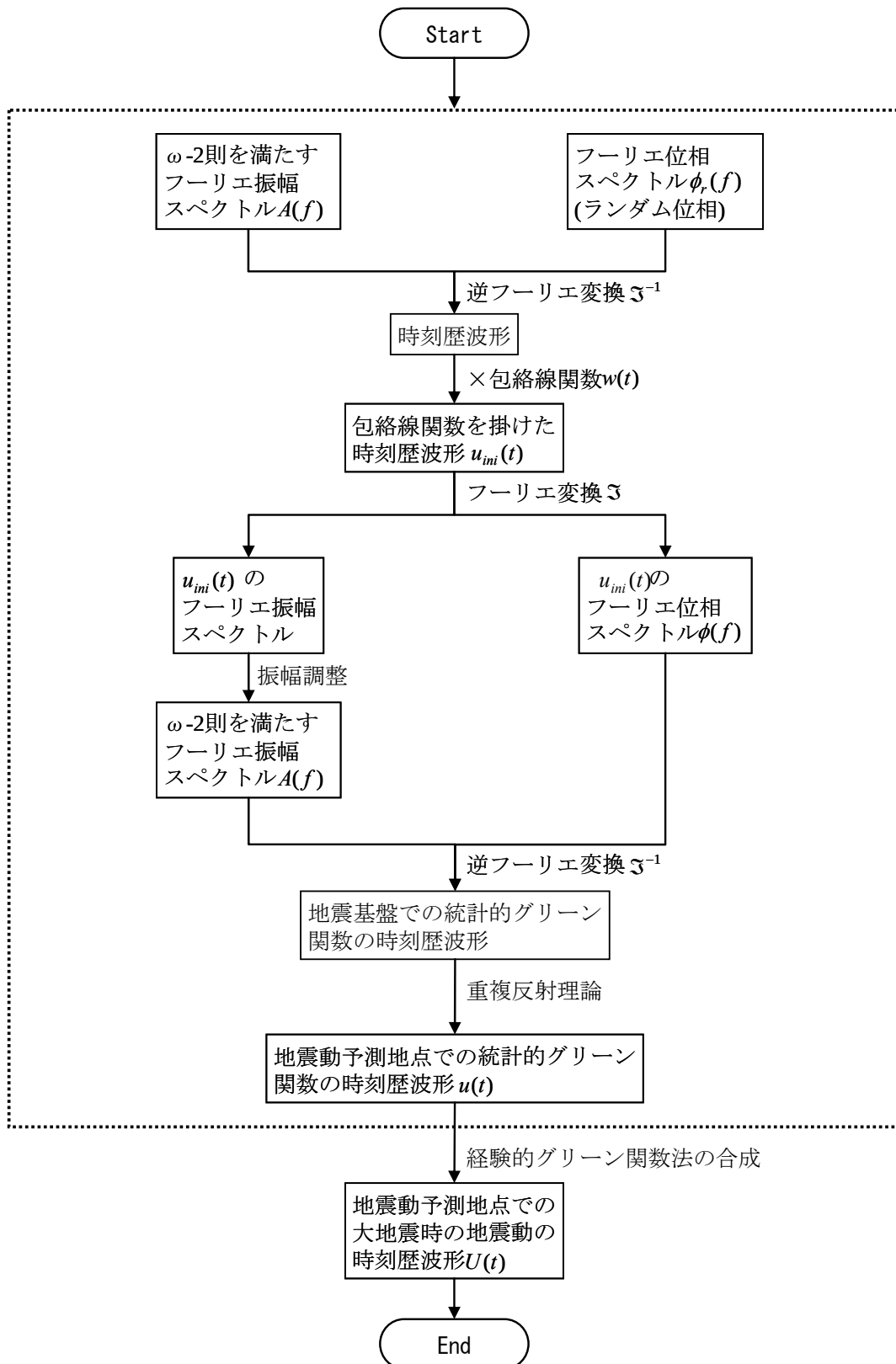


図3. 1. 5 Boore (1983) 準拠の方法による統計的グリーン関数算出のフロー

(2) 経験的サイト増幅・位相特性を用いる方法

震源特性および伝播経路特性の扱いは、(1)のBoore(1983)^[6]の方法と基本的に同じである。サイト増幅スペクトルは(1)で示したように、一次元重複反射理論により考慮する方法が基本であるが、深部地盤の増幅を適切に評価することは容易ではないことから、最近では、古和田ほか(1998)^[15]が示した、経験的サイト増幅特性(強震記録から評価される地震基盤から地震動推定地点までのサイト増幅特性)を用いる方法も適用され(野津, 2005^[16])、また、2007年に改訂された「港湾の施設の技術上の基準」^[17]にも採り入れられている。位相特性についても、古和田ほか(1998)^[15]や野津(2005)^[16]は、(1)で示したように、ランダム位相を与えた後に時刻歴波形上で経時特性の包絡線関数を乗じるのではなく、次式に示すように地震動予測地点で観測されている中小地震の強震記録(想定地震と同様の入射角で、震源距離が小さいもの)の位相を経験的サイト位相特性として与える方法を提案している。

$$A(f) = A_b(f)G(f)\frac{O(f)}{|O(f)|} \quad (3.1.13)$$

ここに、

$A(f)$: 地震動推定地点での統計的グリーン関数のフーリエ変換(複素数)

$A_b(f)$: 地震基盤での統計的グリーン関数の加速度フーリエスペクトル

$G(f)$: 地震基盤から地震動推定地点までのサイト増幅特性

$O(f)$: 経験的サイト位相特性を与える観測記録のフーリエ振幅スペクトル

である。式(3.1.13)式の $A(f)$ を逆フーリエ変換することにより、地震動推定地点での統計的グリーン関数 $u(t)$ が得られる。

以上で示した経験的サイト増幅・位相特性を用いた地震動推定地点での統計的グリーン関数算出のフローを図3.1.6に示す。この方法は、強震記録を用いてサイト増幅・位相特性を評価するため、地震観測記録が得られていない地点には適用できないが、多くのダムサイトでは強震観測が行われていることから、適切な記録が得られているサイトにおいては、十分に適用が可能である。

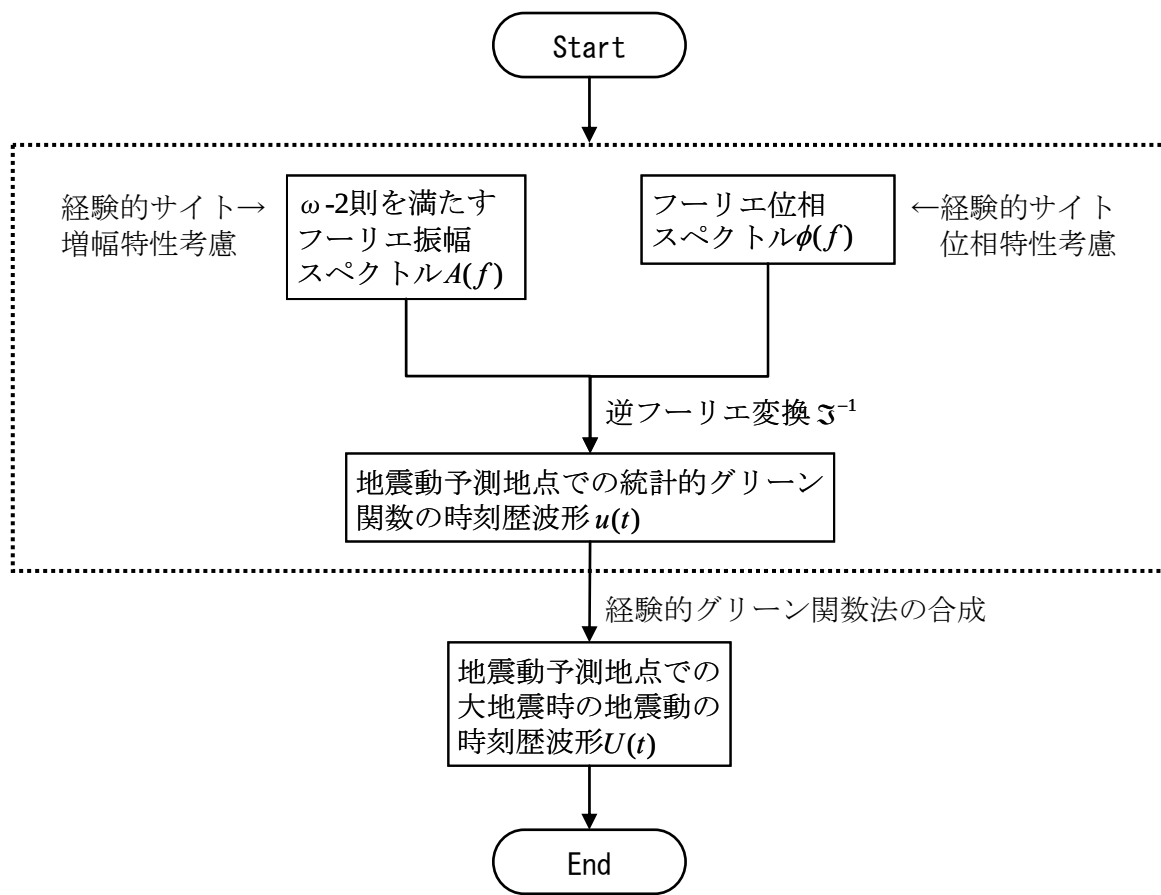


図3.1.6 経験的サイト増幅・位相特性を用いた統計的グリーン関数の算出フロー

3.2 パラメータの設定方法

本節では、半経験的手法で地震動推定を行う際に用いるパラメータの設定方法について概説する。

まず、震源断層パラメータは、「強震動予測のためのレシピ」^[18](以下、単に「レシピ」と略す)に従って設定される。「レシピ」とは、過去の地震の震源の特性、伝播経路や表層地盤の構造等に関する情報に基づいて、揺れの予測に必要なパラメータを順番に与える手続きを示すものである。例えば、料理のレシピを見ながらカレーライスを作ると、作る人によって味付けは少しずつ違うものの、カレーライスができあがるのと同様に、強震動予測のための「レシピ」を用いると、同じ情報が与えられれば誰がやっても一定の信頼ある予測結果が得られることを想定して作られている。

強震動予測技術は研究途上にあり、新たな知見とともにレシピも修正、改訂がなされていくものと考えられるが、地震調査研究推進本部で用いられている「レシピ」としては、「日向灘の地震を想定した強震動評価について」の公表資料(2005年9月26日公表)の付録として掲載されている「レシピ」^[19]が、現時点では最新のものである。

以下、「レシピ」に従った震源パラメータの設定方法を簡単に記す。

- ・震源断層モデルの位置、走向、傾斜角

内陸地震の場合、地震調査研究推進本部による長期評価^[20]により断層基準点位置、走向 θ を定める。傾斜角 δ は、長期評価や、「全国を概観した地震動予測地図」報告書^[21]での簡便法(距離減衰式による強震動予測)に用いる断層面を参考に定める。この断層モデルの数値データは、防災科学技術研究所の「地震ハザードステーションJ-SHIS」^[22]で公開されている。

一方、海溝型地震の場合、過去の地震の震源域が推定されている場合には、その位置を基に震源位置を設定する。

- ・地震発生層の深さ

内陸地震の場合、微小地震分布から地震発生層の深さを決めることができる。設定の際には、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^[21]の断層上限深さ H_s (3~4km程度)、下限深さ H_d が参考となる。なお、上限深さを3kmとすることについては、伊藤(2004)^[23]においても記述されており、強震動を放出するエネルギーは堅固な岩盤でないと蓄積されず、精度良く求められた震源の深さは3kmより深いという知見による。

一方、海溝型地震の場合、弾性波探査や微小地震分布等で推定されている想定震源域の海洋プレート上面の深さ分布により、地震発生域の上端から下端にかけて設定する。

- ・断層の長さ と 幅

内陸地震の場合、断層面は矩形でモデル化するのが一般的である。断層長さ L は地震調査研究推進本部による長期評価^[20]の断層端点座標より定める。断層幅は入倉・三宅(2001)^[24]による断層幅 W と断層長 L の経験的關係により定める。

$$\begin{aligned} W &= L & \left(L < \frac{H_d - H_s}{\sin \delta} \right) \\ W &= \frac{H_d - H_s}{\sin \delta} & \left(L \geq \frac{H_d - H_s}{\sin \delta} \right) \end{aligned} \quad (3.2.1)$$

一方、海溝型地震の場合、主な大地震については、地震調査研究推進本部による長期評価^[20]により断層形状が評価されており、これを参考にできる。主な海溝型地震の震源要素の数値データ(緯度経度と深さ)は、防災科学技術研究所の「地震ハザードステーションJ-SHIS」^[22]で公開されている。

- ・総地震モーメント

内陸地震の場合、震源断層の面積 $S (=LW)$ [km^2] と地震モーメント M_0 [$\text{dyne} \cdot \text{cm}$] との経験的關係式(Somerville et al., 1999^[25]や、入倉・三宅, 2001^[24]の提案によるWells and Coppersmith, 1994^[26]をコンパイルした式)より求める。

$$\begin{aligned} S &= 2.23 \cdot 10^{-15} M_0^{2/3} & \left(L < \frac{H_d - H_s}{\sin \delta} \right) \\ S &= 4.24 \cdot 10^{-11} M_0^{1/2} & \left(L \geq \frac{H_d - H_s}{\sin \delta} \right) \end{aligned} \quad (3.2.2)$$

一方、海溝型地震の場合、過去の地震から想定されている地震規模を基に設定することができる。

- ・平均すべり量

震源断層全体の平均すべり量 D [cm] と地震モーメント M_0 [$\text{dyne} \cdot \text{cm}$] の関係は、震源断層の剛性率 μ [dyne/cm^2] を用いて、

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \quad (3.2.3)$$

で与えられる。剛性率 μ については、地震発生層の密度 ρ 、S波速度 β から算定されるが、具体的な値がわかっていない場合には、地震調査研究推進本部の強震動評価^[14]などでしばしば用いられている標準的な値である $\rho = 2.7 \text{g}/\text{cm}^3$ 、 $\beta = 3.4 \text{km}/\text{s}$ を仮定することが考えられる。

- ・アスペリティの位置・個数

断層の地震時のすべりは一様ではなく複雑である。強震動予測の際には、複雑な現象を単純なモデルで表現するため、普段は強く固着していて地震時にすべって強い地震波を出す領域(アスペリティ)と、普段からずるずるとゆっくりすべっている領域(背景領

域)に分けて考える。

内陸地震の場合、地震調査研究推進本部の強震動評価^[14]では、アスペリティの位置が、活断層調査から得られた1回の地震イベントによる変位量分布などから設定されていることを参考にできるが、アスペリティの個数については、レシピでは、1セグメント当たり1個か2個となっており、1個にするか2個にするかの境目が明確ではない。これまでに行われている十数例の地震調査研究推進本部の強震動評価^[14]での設定では、概ね、断層長さが30km程度以下では1個、30km程度～70km程度では2個、70km程度以上では3個となっている。

一方、海溝型地震の場合、菊地・山中(2001)^[27]やYamanaka and Kikuchi(2003)^[28]などによる、2003年十勝沖地震に関する研究などから同じ震源域で繰り返し発生する地震のアスペリティは、ほぼ同じ位置となる可能性が高いことがわかってきている。したがって、想定する震源域で、近年、地震が発生していれば、その観測記録の解析からアスペリティの位置を推測することができる。

・アスペリティの面積

アスペリティ全体の面積は、便宜的に震源断層を円形と仮定したときの等価半径 r を求めて、

$$S_a = \pi r^2 \quad (3.2.4)$$

により求められ、このアスペリティ全体の等価半径 r は、Boatwrite(1988)^[29]および壇ほか(2001)^[30]から理論的に導出された次式

$$r = \frac{7\pi}{4} \cdot \left(\frac{M_0}{A \cdot R} \right) \cdot \beta^2 \quad (3.2.5)$$

を用いて得られる。なお、上式中の A (短周期レベル)は、壇ほか(2001)^[30]による経験的関係式から

$$A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \quad (3.2.6)$$

で得られる。内陸地震の場合には発生間隔が非常に長いため困難であるが、海溝型地震のように、想定震源域における最新活動の地震の短周期レベルが推定されている場合には、その推定値と地震モーメントとの経験的関係の傾向を参照して、想定する地震の地震モーメントに応じた短周期レベルを設定することができる。

アスペリティ全体が断層全体に占める面積の割合は、内陸地震の場合、Somerville et al.(1999)^[25]によれば、平均22%、宮腰ほか(2001)^[31]によれば15～27%、石井ほか(2000)^[32]では37%であるとされている。一方、海溝型地震の場合、石井ほか(2000)^[32]によれば38%±11%であるとされている。拘束条件とはならないが、これらの値も参照する。

なお、長大断層の場合、円形破壊面を仮定してアスペリティの等価半径 r を求めること

によりアスペリティ全体の面積を求める方法には問題があることがレシピでも指摘されている。ここでは、入倉・三宅(2001)^[24]に従い、アスペリティ全体が断層全体に占める面積の割合を、約22%とする。

各アスペリティへの面積の配分については、内陸地震において、アスペリティ個数が2個の場合は、入倉・三宅(2001)^[24]では16:6、石井ほか(2000)^[32]では2:1とされている。アスペリティ個数が3個の場合については「レシピ」には記載がないが、地震調査研究推進本部による山崎断層による強震動評価例^[33](第1アスペリティ:第2アスペリティ:第3アスペリティ=2:1:1)としている。海溝型地震の場合、石井ほか(2000)^[32]では、アスペリティ個数が2個の場合は2:1、アスペリティ個数が3個の場合は2:1:0.5とされている。

・アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は、震源断層全体の平均すべり量 D の ξ 倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果(Somerville et al., 1999^[25]、石井ほか, 2000^[32])を基に、 $\xi=2$ とする。

これにより、背景領域での平均すべり量 D_b は、全体の地震モーメント M_0 からアスペリティの地震モーメント M_{0a} を除いた背景領域の地震モーメント M_{0b} と、背景領域の面積 S_b から

$$D_b = \frac{M_{0b}}{\mu \cdot S_b} = \frac{M_0 - M_{0a}}{\mu \cdot S_b} = \frac{M_0 - \mu \cdot D_a \cdot S_a}{\mu \cdot S_b} \quad (3.2.7)$$

で算定される。

個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} (i は i 番目のアスペリティを表す番号)は、個々のアスペリティを便宜的に円形破壊面と仮定した場合の等価半径 r_i との比が全アスペリティで等しい ($D_{ai}/r_i = \text{const.}$) と経験的に仮定し、次式で算定される。

$$D_{ai} = \frac{r_i/r}{\sum (r_i/r)^3} \cdot D_a \quad (3.2.8)$$

・アスペリティの応力降下量・実効応力と背景領域での実効応力

アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は、Madariaga(1979)^[34]による

$$\Delta\sigma_a = \frac{S}{S_a} \cdot \Delta\sigma \quad (3.2.9)$$

S : 震源断層全体の面積、 S_a : アスペリティ全体の面積、

$\Delta\sigma$: 震源断層全体の平均応力降下量

で求められる。長大断層の場合は、 $\Delta\sigma$ はFujii and Matsu'ura(2000)^[35]にもとづき 3.1MPaとする。

震源域での詳しい情報がないので、各アスペリティの応力降下量はアスペリティ全体の応力降下量に一致し、全て等しいと仮定する。さらに、アスペリティの実効応力 σ_a

は、経験的にその応力降下量 $\Delta\sigma_a$ とほぼ等しいと仮定する。

背景領域での実効応力は、壇ほか(2002)^[36]に基づき、

$$\sigma_b = \left(\frac{D_b}{W_b}\right) \cdot \left(\frac{\pi^2}{D_a}\right) \cdot r \cdot \sum \left(\frac{r_i}{r}\right)^3 \cdot \sigma_a \quad (3.2.10)$$

で求める。ここで、 W_b は背景領域を矩形とした場合の幅である。

- ・平均破壊伝播速度

平均破壊伝播速度 V_R は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、Geller(1976)^[37] による地震発生層のS波速度 β との関係式

$$V_R = 0.72 \cdot \beta \quad (3.2.11)$$

を用いる。

- ・破壊開始点

内陸地震の場合、中田ほか(1998)^[38] による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定するが、破壊開始点の位置は強震動予測結果に大きく影響を与えるため、活断層の分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定する。アスペリティの位置との関係については、Somerville et al. (1999)^[25] や菊池・山中(2001)^[27] によれば、破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊池・山中(2001)^[27] によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、震源断層の下部に設定する。

一方、海溝型地震の場合、過去の地震の破壊開始点が把握されている場合にはその位置に設定するのが妥当である。また、菊池・山中(2001)^[27] によれば、破壊の進む方向には地域性があり、三陸沖では浅い方から深い方へ、逆に南海トラフでは深い方から浅い方へ破壊が進む傾向があるとされる。

- ・ライズタイム

中村・宮武(2000)^[39] のすべり速度時間関数の近似式計算のための設定方法に従い、

$$\tau = \alpha \cdot \frac{W}{V_R} \quad (3.2.12)$$

で求める。 W は、アスペリティではアスペリティの幅、背景領域では断層幅である。中村・宮武(2000)^[39] では $\alpha=0.5$ とされているが、片岡ほか(2003)^[40] によれば、釜江ほか(1991)^[41] による重ね合わせを用いた場合に、観測記録を最も良く再現できる α は内陸地震では0.2～0.4程度、海溝型地震では0.25～0.6程度とされている。

- ・高周波遮断周波数

高周波遮断周波数 $f_{\max}$ は、加速度スペクトル振幅が急激に減少しはじめる周波数のことである。 $f_{\max}$ は、震源特性であるという説とサイト特性である説とに分かれ、現在でも決着がついていない問題である。代表的な値としては、鶴来ほか(1997)^[42]の $f_{\max}=6\text{Hz}$ (兵庫県南部地震)と、佐藤ほか(1994)^[12]による $f_{\max}=13.5\text{Hz}$ (仙台の強震記録に基づく)とがあり、地震調査研究推進本部では、内陸地震では $f_{\max}=6\text{Hz}$ 、海溝型地震では $f_{\max}=13.5\text{Hz}$ を採用している。また、香川ほか(2003)^[43]では、ダムサイトの記録に基づき、平均 $f_{\max}=8.3\text{Hz}$ としている。また、高周波遮断の傾きを決める定数(式(3.1.9)の m , n について、佐藤ほか(1994)^[12]では $m=4.2$, $n=2$ としているが、香川ほか(2003)^[43]では、 $m=1$, $n=2$ を採用している。

参考文献[3章]

- [1] Kojiro Irikura: Prediction of Strong Acceleration Motions Using Empirical Green's Function, 第7回日本地震工学シンポジウム, pp.151-156, 1986.
- [2] Takemura M. and T.Ikeura, A semi-empirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models: Simulation of strong ground motions during large earthquakes, J.Phys.Earth, 36, 89-106, 1988.
- [3] Dan K, T Watanabe and T.Tanaka: A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear wave displacement, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ), 396, 27-36, 1989.
- [4] 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子: 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, B25, 1997.
- [5] 香川敬生: 強震動の合成法, 強震動の基礎 ウェブテキスト2000, 第Ⅱ部第4章, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/k-net/gk/publication/>, 2000.
- [6] David M. Boore : Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of The Radiated Spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.73, No.6, pp.1865-1894, 1983.
- [7] Boore, D.M. and J. Boatwright: Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am., 74, pp. 1615-1621, 1984.
- [8] Brune J. N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, pp.4997-5009, 1970.
- [9] Brune, J.N.: Correction, J. Geophys. Res., 76, p5002, 1971.
- [10] 加藤研一: 観測記録に基づく伝播経路の減衰評価, 地盤震動—現象と理論—, 日本建築学会, pp.17-28, 1999.
- [11] 佐藤智美: 伝播経路モデルの与え方, 第34回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp. 23-34, 2006.
- [12] 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, pp. 79-89, 1994.
- [13] 佐藤智美, 川瀬 博, 佐藤俊明: ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定およびその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第461号, pp. 19-28, 1994.
- [14] 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 強震動評価, http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka03.htm
- [15] 古和田明, 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎: 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第514号, pp. 97-104, 1998.
- [16] 野津厚: 経験的グリーン関数を用いた2003年十勝沖地震の波形インバージョン解析, 海溝型巨大地震を考える—広帯域強震動の予測—シンポジウム論文集, 土木学会・日本建築学会, pp. 29-34, 2005.
- [17] (社)日本港湾境界: 港湾の施設の技術上の基準・同解説, 2007.
- [18] 入倉孝次郎: 強震動予測レシピ—大地震による強震動の予測手法—, 京都大学防災研究所年報第47号A, 2004.
- [19] 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 日向灘の地震を想定した強震動評価について 付録, <http://www.>

- jishin.go.jp/main/kyoshindo/05sep_hyuganada/furoku.pdf, 2005.
- [20] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：長期評価, http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02.htm
 - [21] 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, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/06_yosokuchizu/index.htm, 2006.
 - [22] 防災科学技術研究所：地震ハザードステーションJ-SHIS, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>
 - [23] 伊藤潔：活断層と地殻上部地震発生層, 月刊地球, 号外No.46, pp.135-140, 2004.
 - [24] 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, 849-875, 2001.
 - [25] Somerville P.G., Irikura K., Graves R., Sawada S., Wald D., Abrahamson N., Iwasaki Y., Kagawa T., Smith N. and Kowada A.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seism. Res. Lett.*, 70, pp.59-80., 1999.
 - [26] Wells D.L. and Coppersmith K.J.: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, pp.974-1002., 1994.
 - [27] 菊地正幸, 山中佳子：『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイスマ, 5(7), 67, 2001.
 - [28] Yamanaka, Y. and Kikuchi, M.: Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, 55, e21-e24, 2003.
 - [29] Boatwright J.: The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, pp.489-508., 1988.
 - [30] 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, 第545号, pp.51-62, 2001.
 - [31] 宮腰 研, 関口春子, 岩田知孝：すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, pp.99-109, 2001.
 - [32] 石井 透, 佐藤俊明, Somerville, P. G.: 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 第527号, pp.61-70, 2000.
 - [33] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：山崎断層帯の地震を想定した強震動評価について, http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jan_yamasaki/index.htm, 2004.
 - [34] Madariaga, R.: On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 84, 2243-2250, 1979.
 - [35] Fujii, Y. and Matsu'ura, M.: Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302, 2000.
 - [36] 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, pp.555-560, 2002.
 - [37] Geller, R. J.: Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523, 1976.
 - [38] 中田高, 島崎邦彦, 鈴木康弘, 佃栄吉：活断層はどこから割れ始めるのか?—活断層

- の分岐形態と破壊伝播方向一，地学雑誌，107，pp.512-528，1998.
- [39] 中村洋光，宮武 隆：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式，地震第2輯，53，1-9，2001.
- [40] 片岡正次郎，日下部毅明，村越潤，田村敬一：想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究，国土技術政策総合研究所研究報告，15，2003.
- [41] 釜江克宏，入倉孝次郎，福知保長：地震のスケーリング則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集，第430号，pp.1-9，1991.
- [42] 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明：近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，103，1997.
- [43] 香川敬生，鶴来雅人，佐藤信光：硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討，土木学会地震工学論文集，Vol.27，No.315，2003.

4. 実地震への適用検討例

本章では、2003年十勝沖地震を対象に、経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法による地震動推定を行い、観測記録と比較した例を示す。

4.1 経験的グリーン関数法の適用

本節では、札内川ダムサイトにおける、2003年十勝沖地震による地震動を対象に、3.1.1で概説した経験的グリーン関数法による地震動推定を行う。

2003年十勝沖地震の断層モデルは各研究者によって複数の提案があるが、本検討では、Kamae and Kawabe(2004)^[1]の断層モデルを用いた(図4.1.1, 4.1.2参照)。これは、Yamanaka and Kikuchi(2003)^[2]のすべり分布の大きい部分に矩形のアスペリティを3個設定したものである。ここでは、地震波はアスペリティのみから放射されると仮定し、背景領域からの寄与は考えていない。Kamae and Kawabe(2004)^[1]によるアスペリティのパラメータを表4.1.1に示す。

経験的グリーン関数として用いる観測記録は、Kamae and Kawabe(2004)^[1]と同様に、表4.1.2に示す2003/09/26 07:20に発生した、十勝沖地震の余震(M_j5.4)のものとした。

以下、経験的グリーン関数法での推定結果を示す。

まず、Kamae and Kawabe(2004)^[1]で再現性が良いとされる防災科研KiK-netの豊頃(TKCH07)地中地震計位置(−100m)で推定地震動を求めた。図4.1.3にKiK-net豊頃(TKCH07)のPS検層結果を示す。図4.1.4は経験的グリーン関数として用いた余震記録である。図4.1.5には、これより合成した大地震動を示す。図には、2003年十勝沖地震の観測記録も示す。

推定結果の加速度時刻歴の最大値(最大加速度)は、NS成分では観測記録と同程度となっているが、EW成分では観測記録より大きくなっている。両成分とも、推定結果のほうが観測記録より後続波に富んだ波形となっている。加速度応答スペクトルについては、両成分とも観測記録より大きいのが、概ね倍半分程度のばらつきの範囲にはおさまっている。Kamae and Kawabe(2004)^[1]に記されていないライズタイムや各アスペリティの破壊開始点の時間差を調整することにより、より観測記録に近い推定結果を得ることが可能であると考えられる。

次に、KiK-net豊頃(TKCH07)より西側に位置する札内川ダムサイトで推定地震動を求めた。図4.1.6は経験的グリーン関数として用いた余震記録である。図4.1.7には、合成した大地震動と、2003年十勝沖地震の観測記録を示す。

推定結果の加速度時刻歴の最大値や加速度応答スペクトルは観測記録より小さい。アスペ

リティの位置とサイトの位置関係がKiK-net豊頃(TKCH07)の場合と異なっていることが影響していると考えられる。また、地震動の継続時間の推定結果は観測記録より短くなっている。これは、図4.1.6に示した経験的グリーン関数として用いた観測記録が、揺れがおさまる前に終了していることが原因であり、ダムのように硬いサイトの場合、平野部より小さな加速度まで記録するような設定でなければ、同様のことが起こりやすいと考えられる。

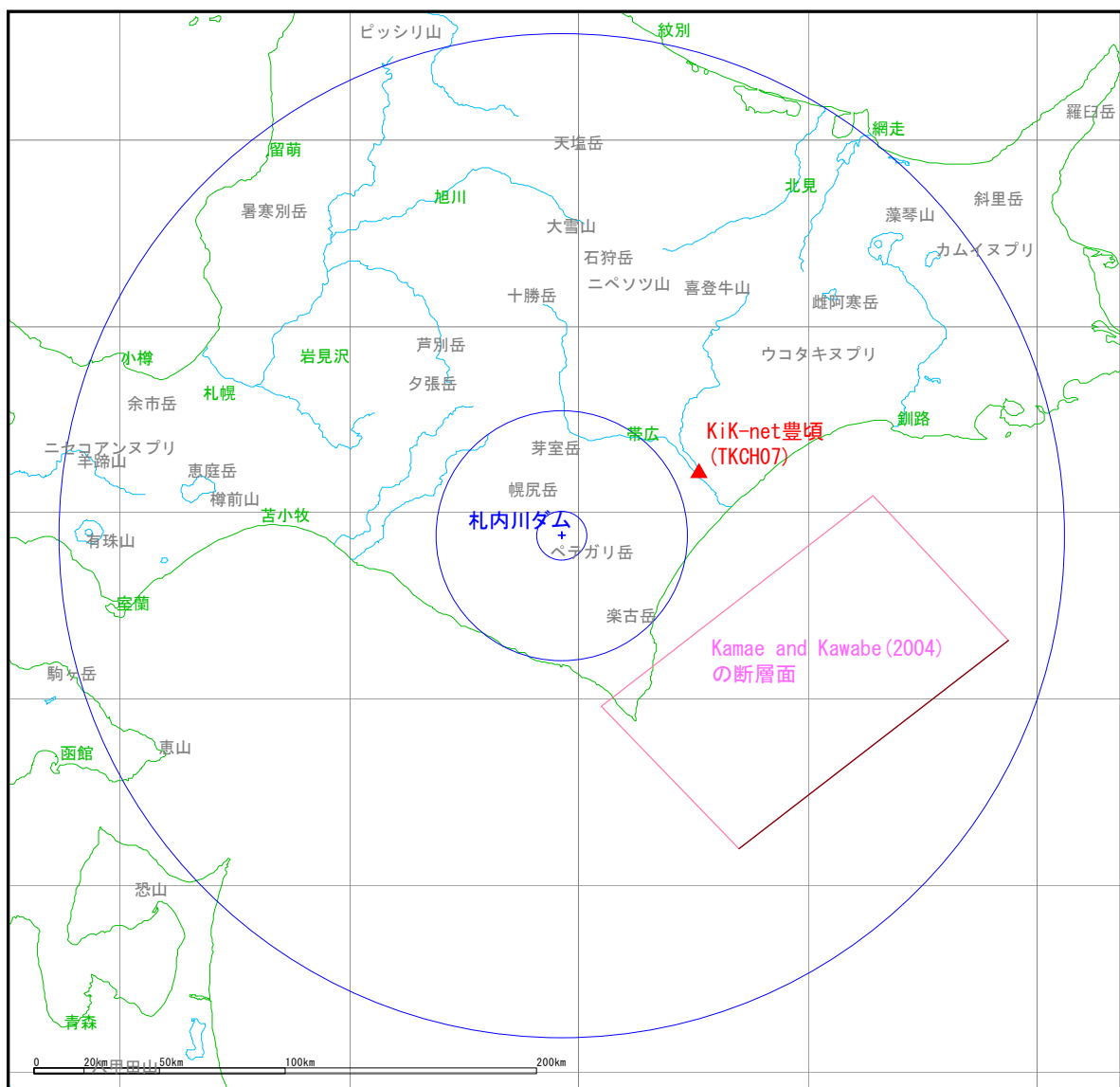


図4.1.1 2003年十勝沖地震 Kamae and Kawabe (2004) の断層面と札内川ダムの位置関係

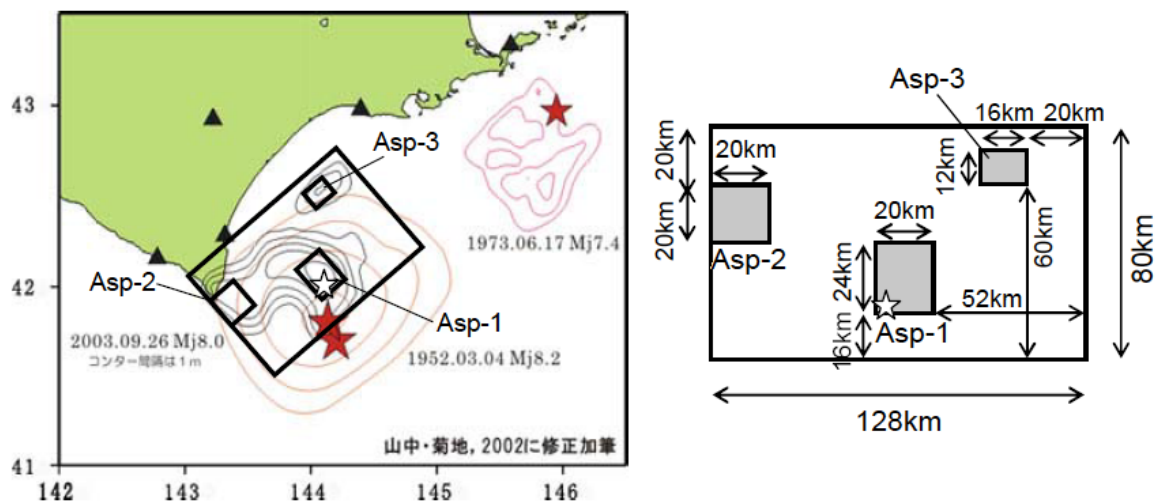


図4. 1. 2 2003年十勝沖地震 Kamae and Kawabe (2004) の震源モデル

表4. 1. 1 2003年十勝沖地震 Kamae and Kawabe (2004) のアスペリティのパラメータ

	M_0 ($N \cdot m$)	$L(km) \times W(km)$	$\Delta \sigma$ (MPa)
Asp-1	2.31×10^{20}	20 × 24	50
Asp-2	8.75×10^{19}	20 × 20	25
Asp-3	2.94×10^{19}	16 × 12	25

表4. 1. 2 経験的グリーン関数として用いた余震のパラメータ

Date	2003/9/26 7:20
Latitude (deg)	42.154
Longitude (deg)	143.712
Depth (km)	41.4
M_{JMA}	5.4
Strike (deg) #	43.4 / 215.8
Dip (deg) #	26.1 / 64.0
Rake (deg) #	96.8 / 86.7
Seismic moment ($N \cdot m$)	1.4×10^{17}
Fault area (km^2)	16
Stress drop (MPa)	5MPa

Mechanisms by Hi-net

ボーリング柱状図

観測点名：豊頃(とよころ)

所在地：北海道中川郡豊頃町中央新町41番地

緯度：42° 48' 32.0"

孔口標高：+5m

観測点コード：TKCH07

経度：143° 31' 27.0"

総掘進長：103.00m

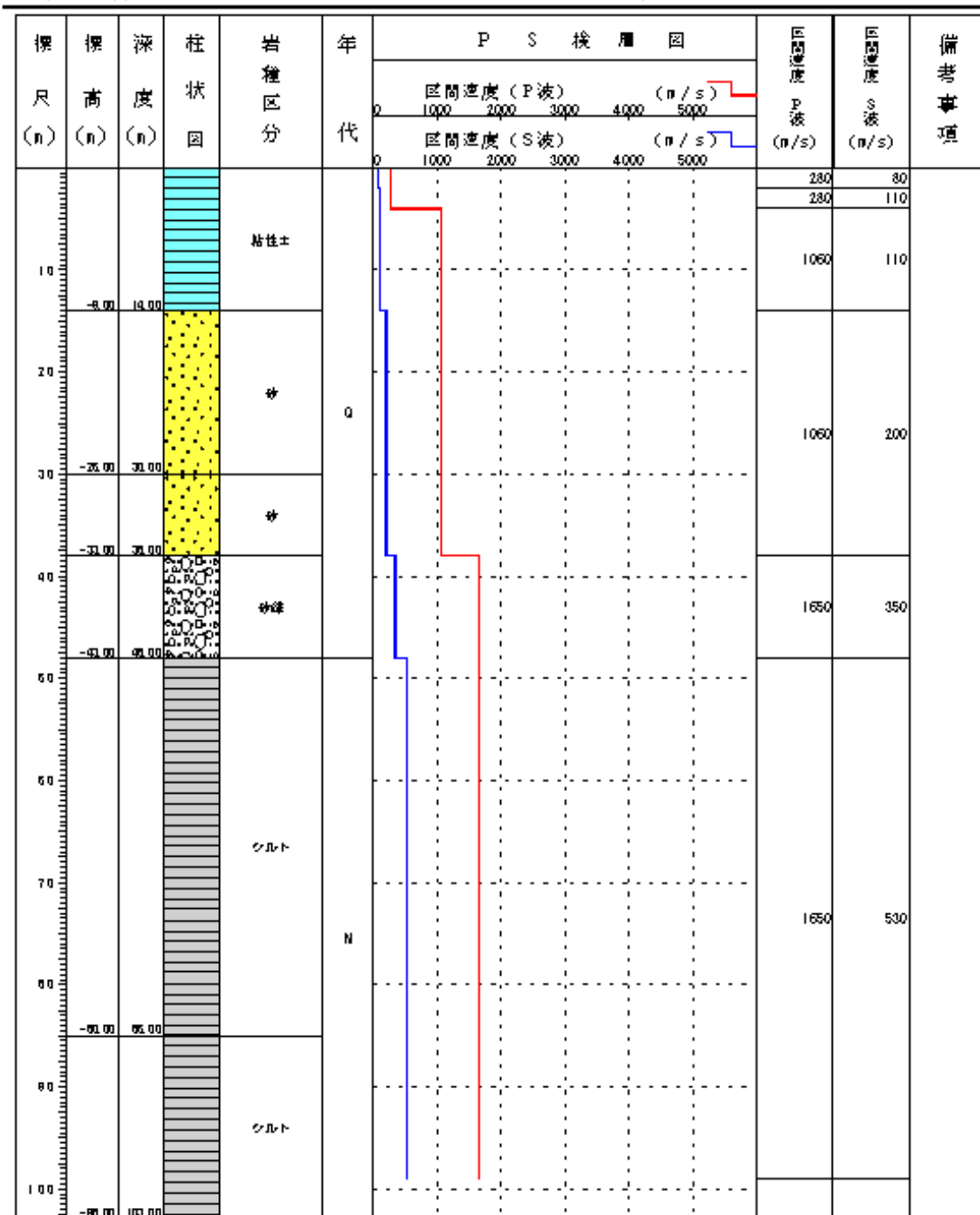
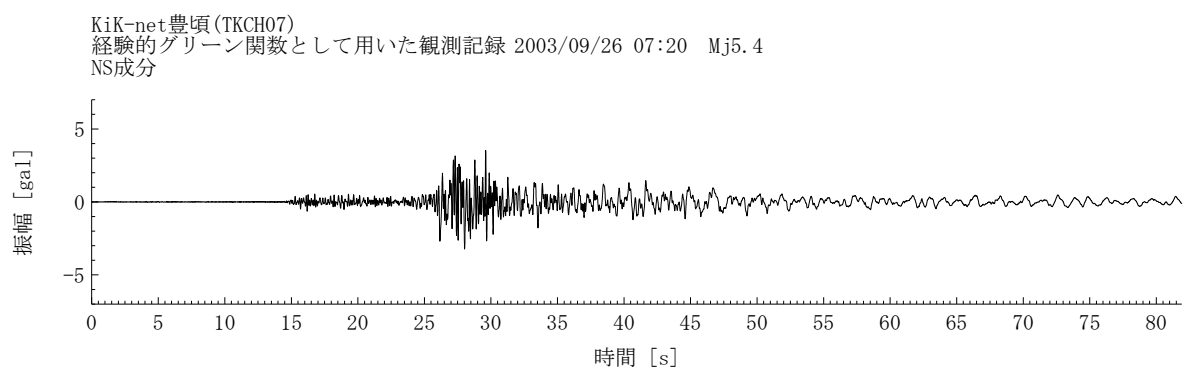
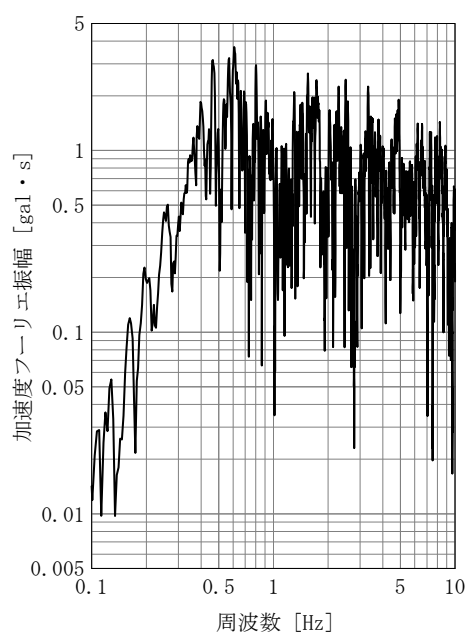


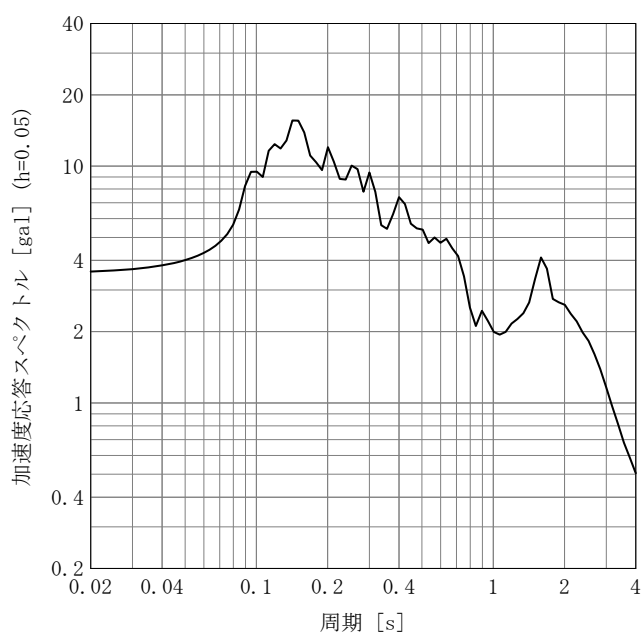
図4.1.3 防災科研KiK-net豊頃(TKCH07)のボーリング柱状図



(a)加速度時刻歴

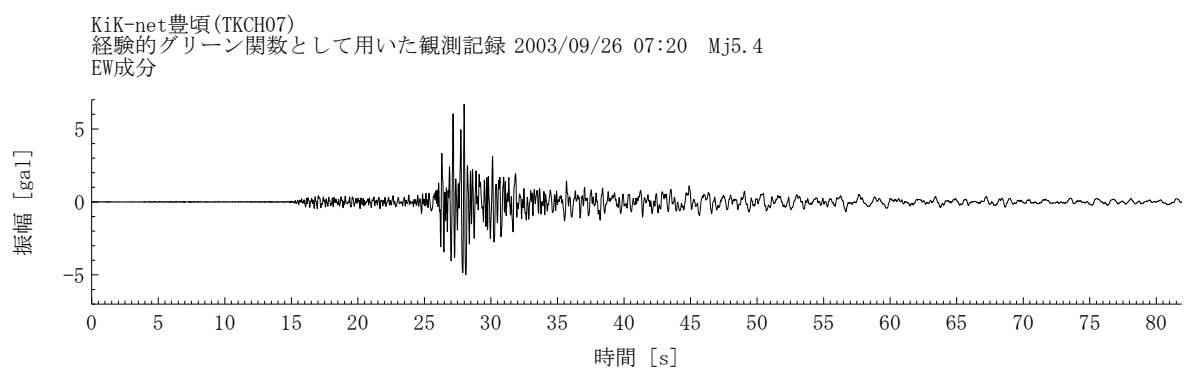


(b)加速度フーリエ振幅スペクトル

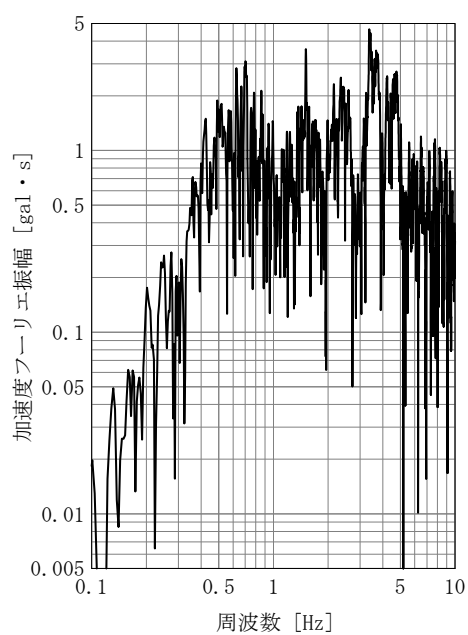


(c)加速度応答スペクトル

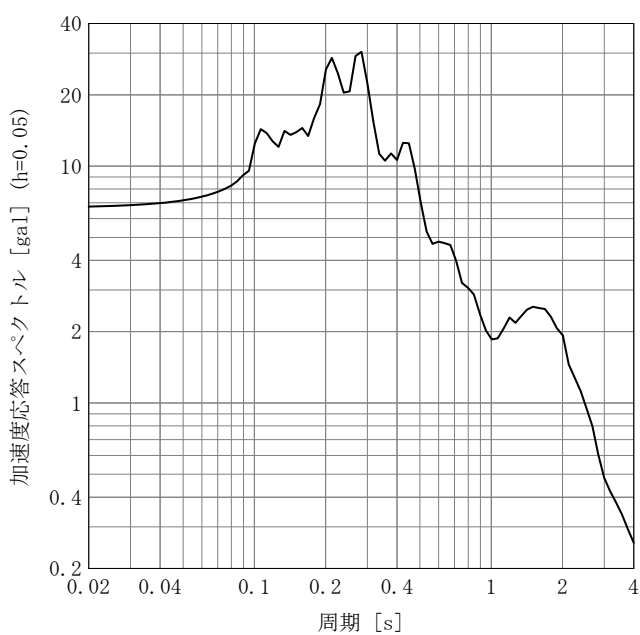
図4.1.4(1) 経験的グリーン関数として用いた余震記録(KiK-net豊頃(TKCH07), NS成分)



(a) 加速度時刻歴

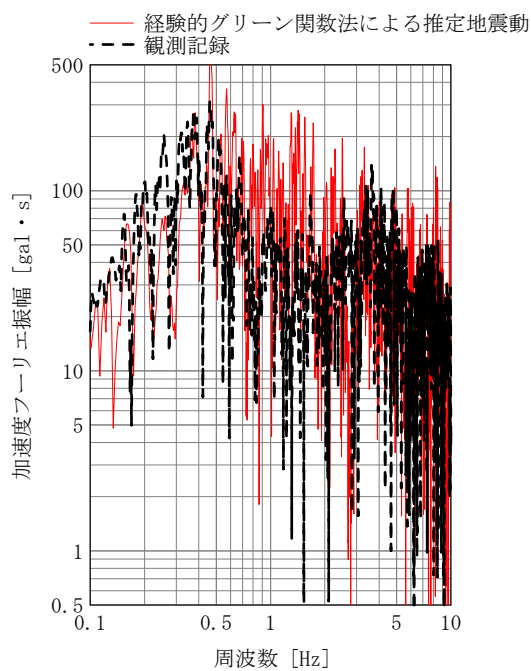
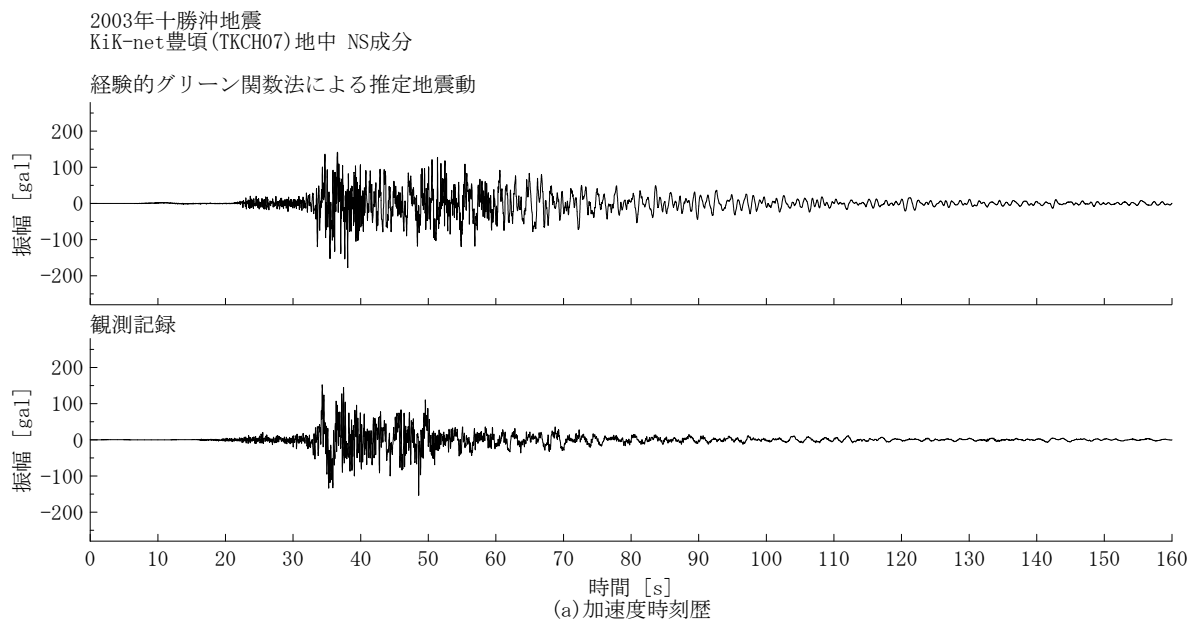


(b) 加速度フーリエ振幅スペクトル

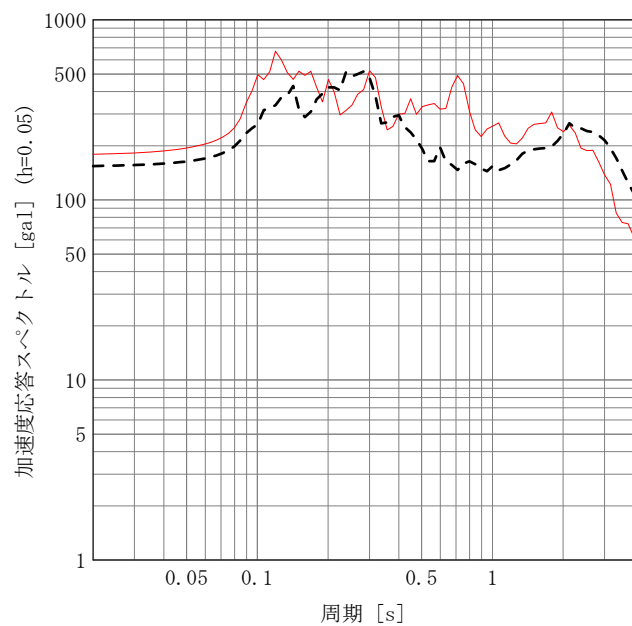


(c) 加速度応答スペクトル

図4.1.4(2) 経験的グリーン関数として用いた余震記録(KiK-net豊頃(TKCH07), EW成分)

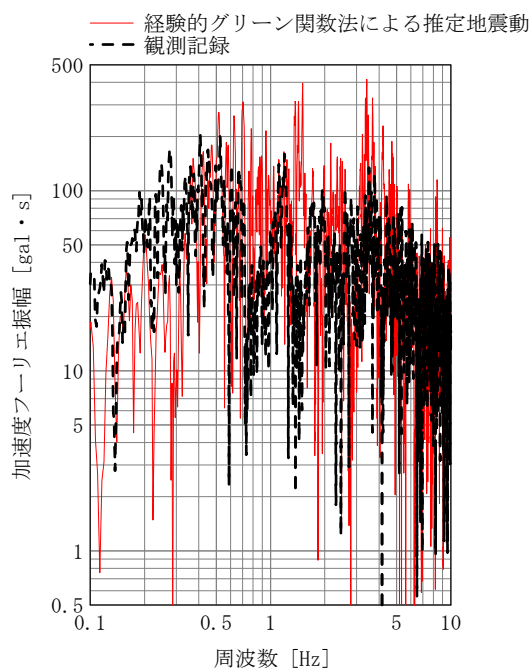
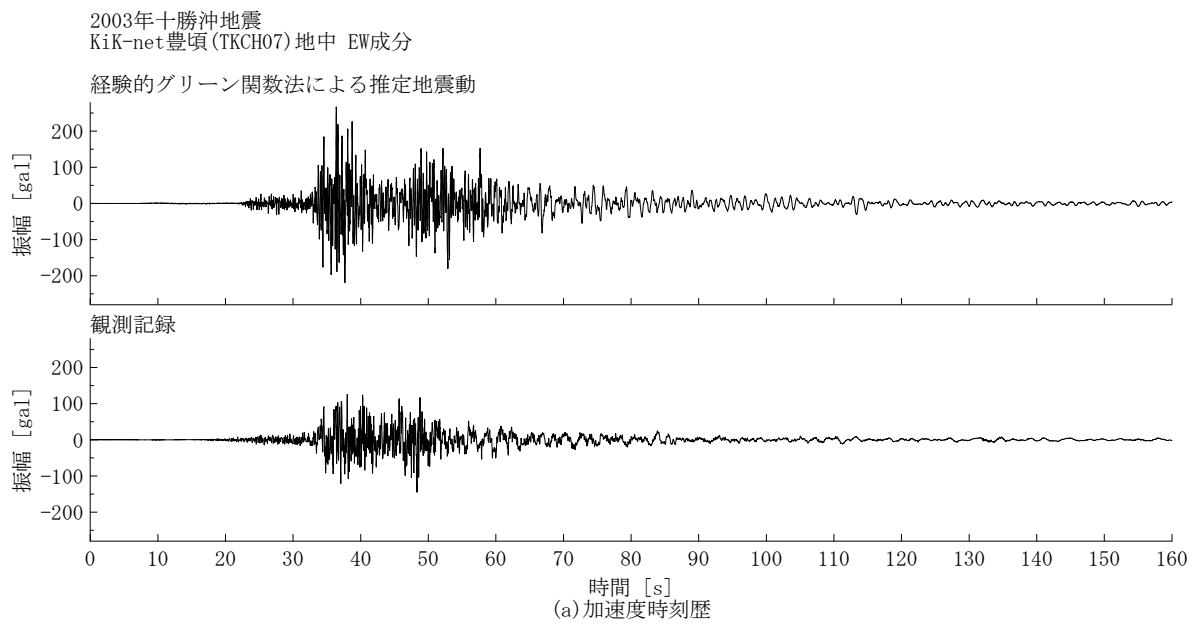


(b) 加速度フーリエ振幅スペクトル

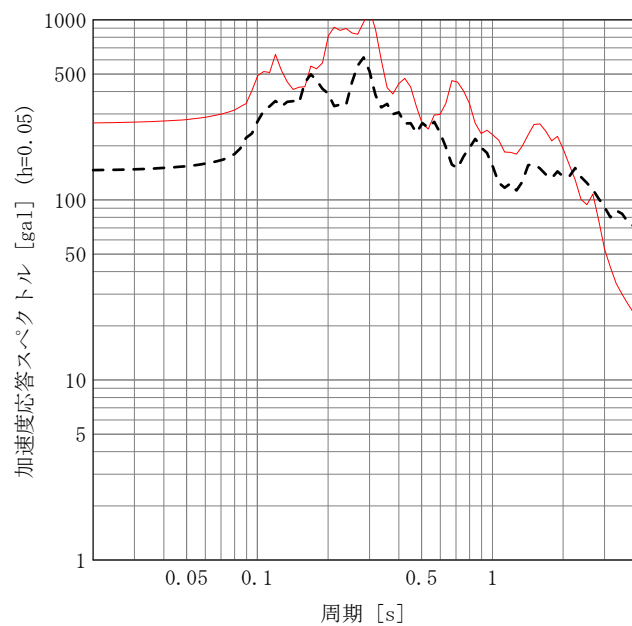


(c) 加速度応答スペクトル

図4.1.5(1) 2003年十勝沖地震 KiK-net豊頃(TKCH07)での観測記録と
経験的グリーン関数法による推定地震動の比較 (NS成分)



(b) 加速度フーリエ振幅スペクトル



(c) 加速度応答スペクトル

図4.1.5(2) 2003年十勝沖地震 KiK-net豊頃(TKCH07)での観測記録と
経験的グリーン関数法による推定地震動の比較 (EW成分)

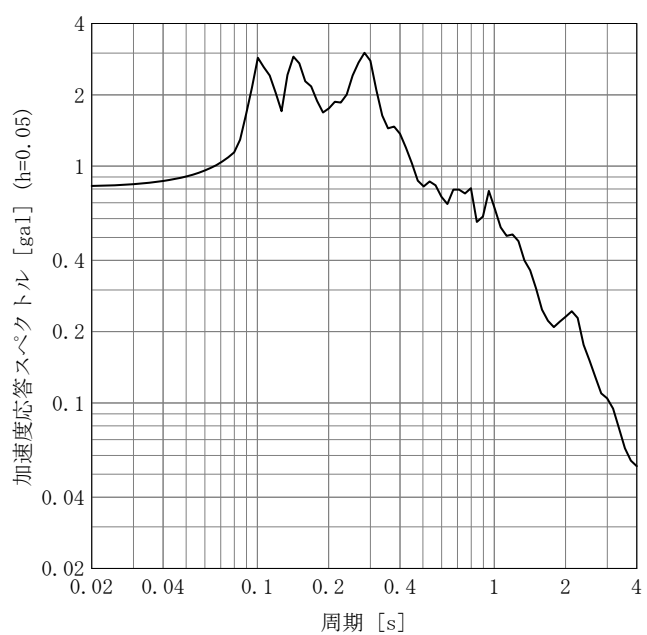
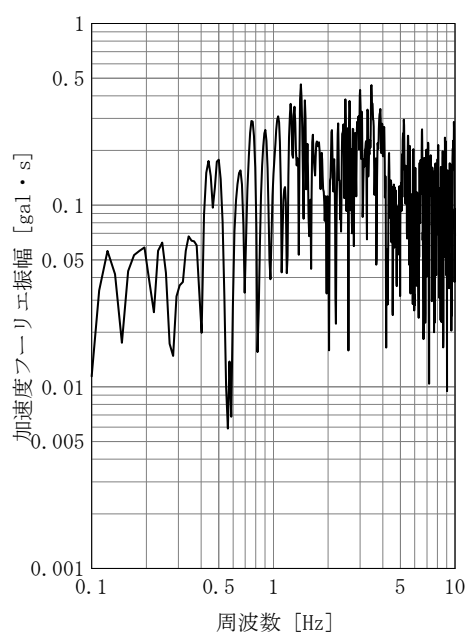
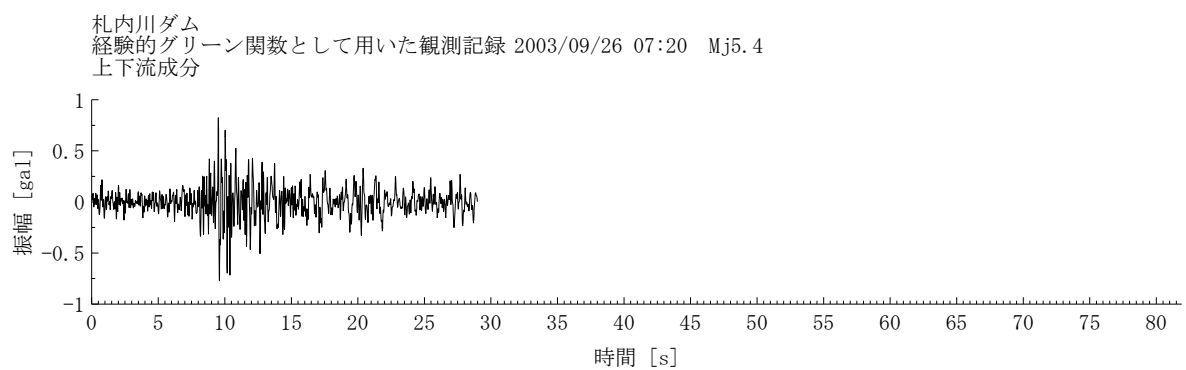
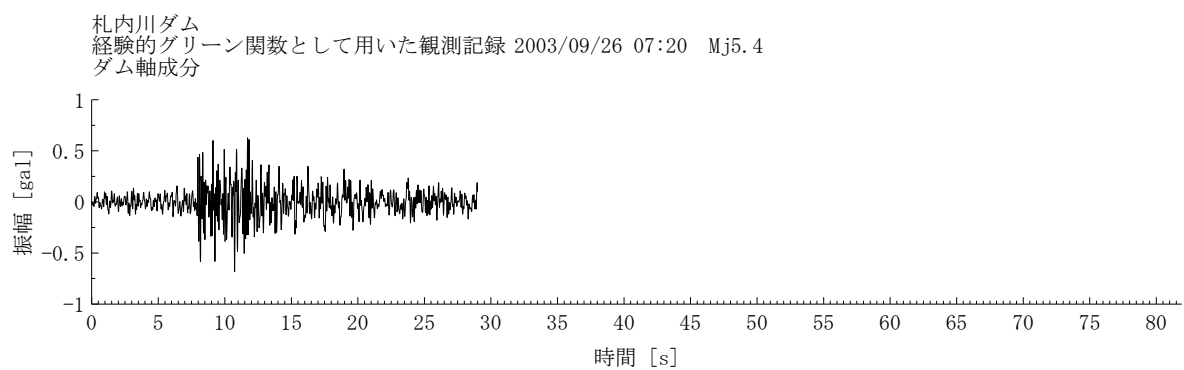
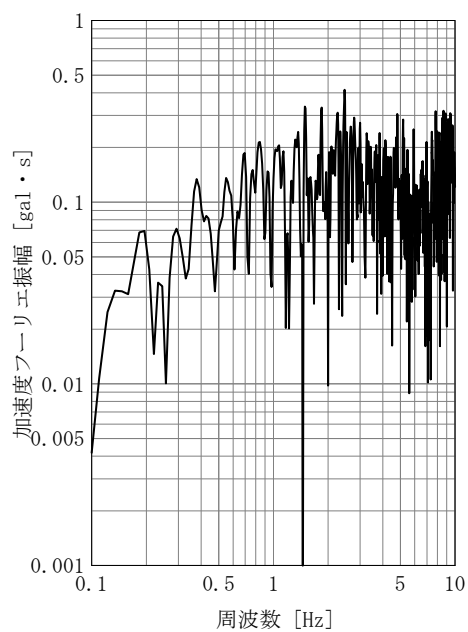


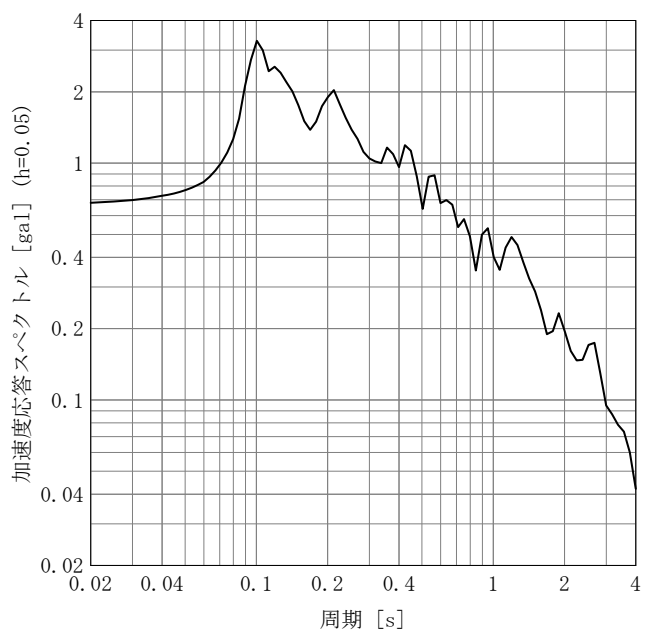
図4.1.6(1) 経験的グリーン関数として用いた余震記録(札内川ダムサイト, 上下流成分)



(a) 加速度時刻歴

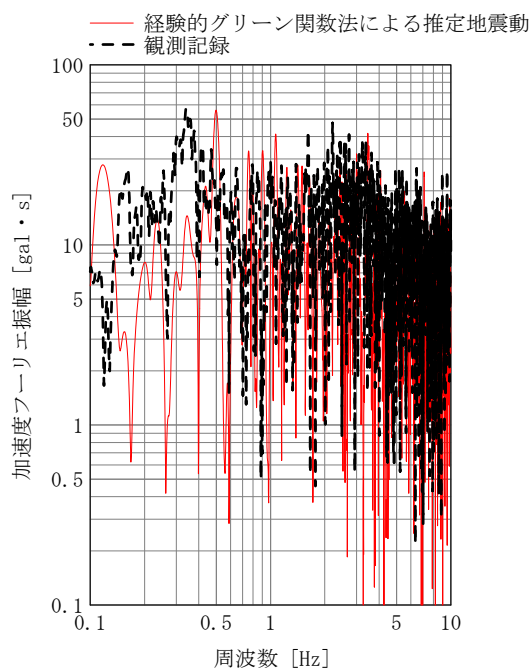
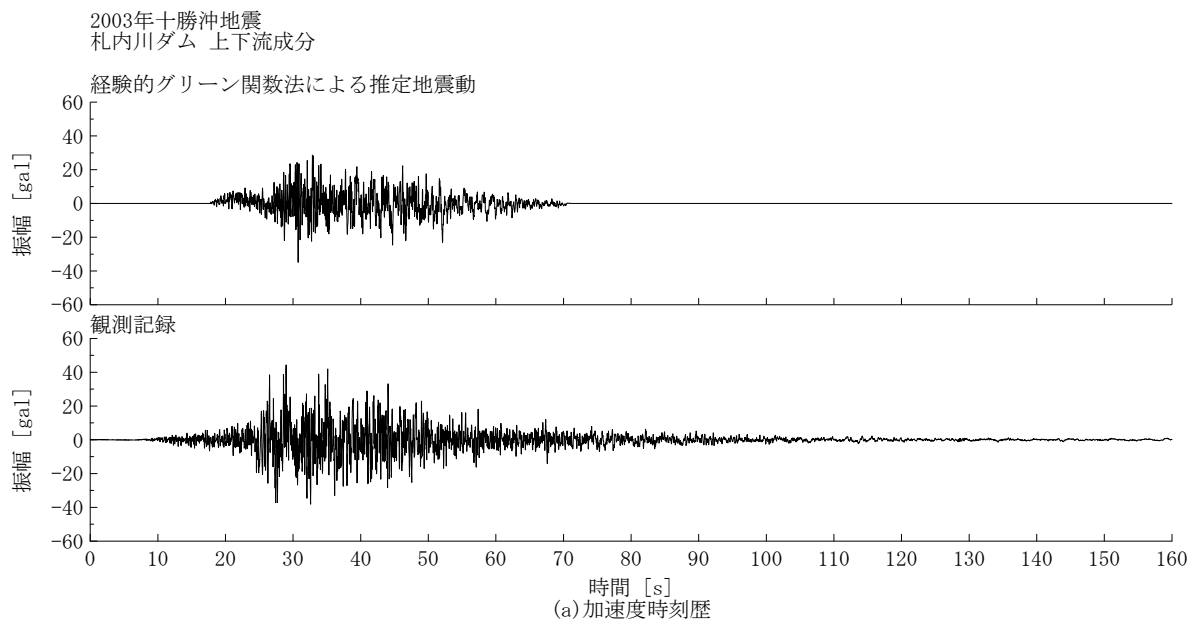


(b) 加速度フーリエ振幅スペクトル

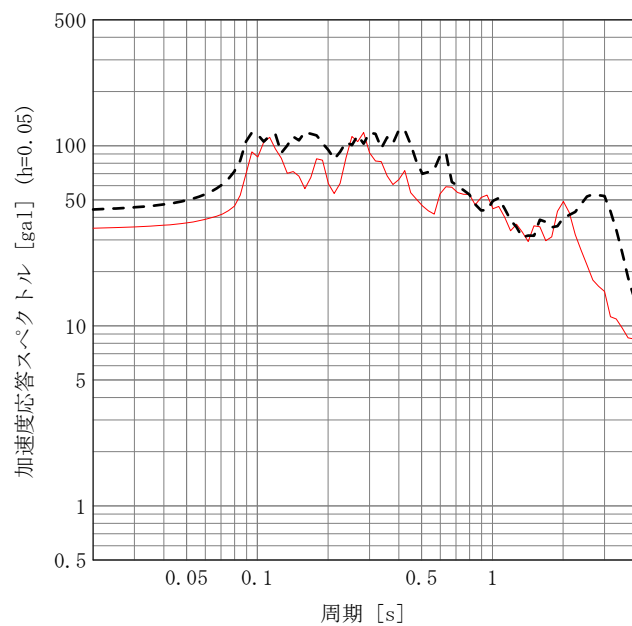


(c) 加速度応答スペクトル

図4.1.6(2) 経験的グリーン関数として用いた余震記録(札内川ダムサイト, ダム軸成分)

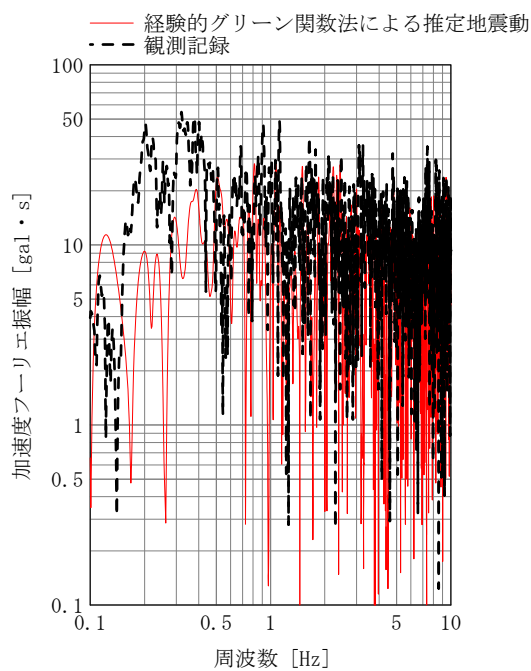
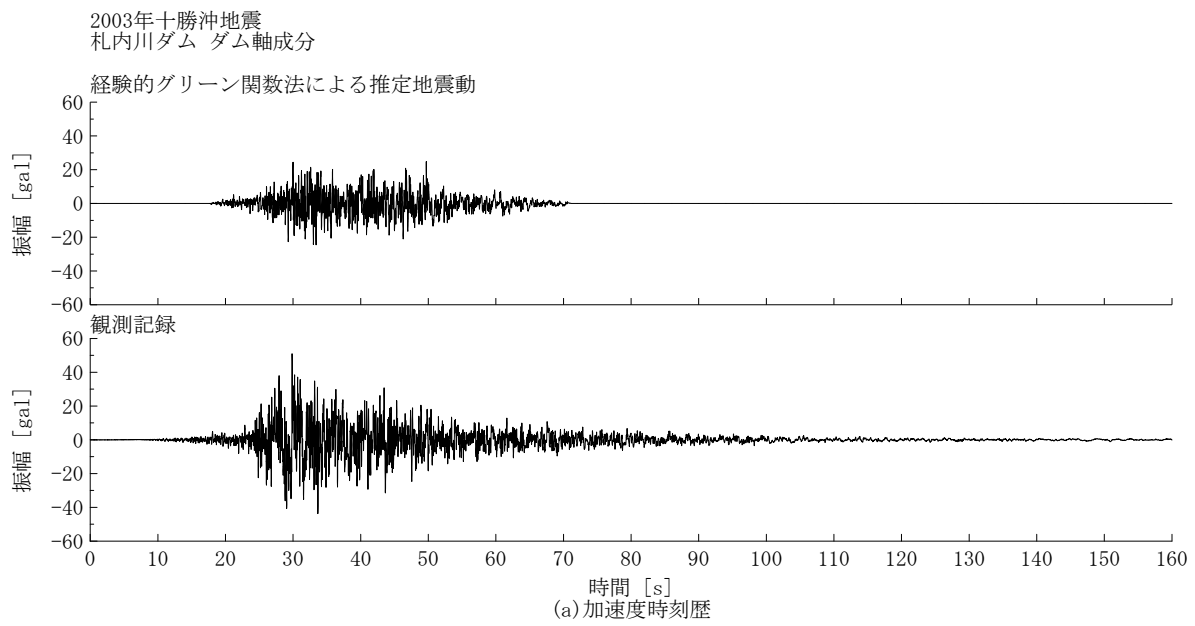


(b) 加速度フーリエ振幅スペクトル

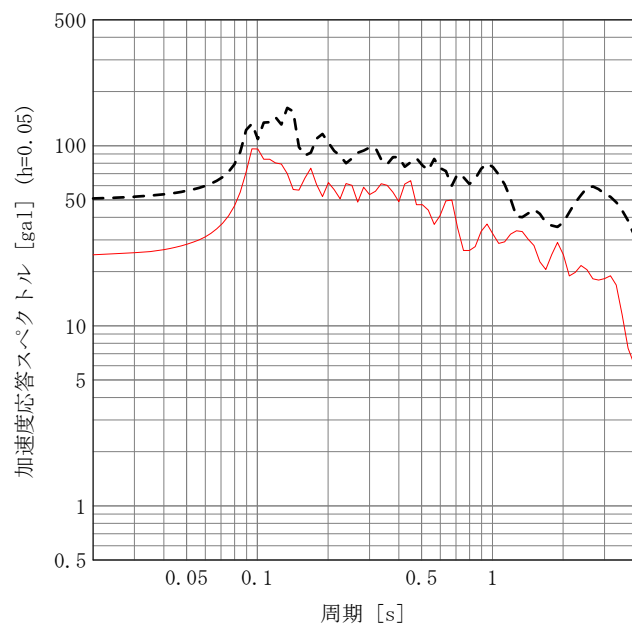


(c) 加速度応答スペクトル

図4.1.7(1) 2003年十勝沖地震 札内川ダムサイトでの観測記録と
経験的グリーン関数法による推定地震動の比較（上下流成分）



(b) 加速度フーリエ振幅スペクトル



(c) 加速度応答スペクトル

図4.1.7(2) 2003年十勝沖地震 札内川ダムサイトでの観測記録と
経験的グリーン関数法による推定地震動の比較（ダム軸成分）

4.2 統計的グリーン関数法の適用

本節では、3.1.2で概説した統計的グリーン関数法による地震動推定を行う。

まず、4.1の経験的グリーン関数法による推定と同じ計算条件で、統計的グリーン関数法による推定を行った。4.1と本節の検討では、グリーン関数が異なる。本節では、図4.2.1に示すサイト増幅特性と、4.1で経験的グリーン関数として用いた観測記録(図4.1.3)を経験的サイト位相特性として考慮し、統計的グリーン関数を作成している。作成したグリーン関数を図4.2.2に示す。これより合成した大地震動と観測記録を図4.2.3に示す。図には、4.1で推定した経験的グリーン関数法による合成結果を合わせて示している。

統計的グリーン関数法による合成結果は、時刻歴波形の最大値、継続時間ともに、4.1で推定した経験的グリーン関数法による合成結果よりも観測記録を再現できている。加速度応答スペクトルについては、統計的グリーン関数法による合成結果は観測記録よりやや大きくなっている。グリーン関数作成の際に仮定したサイト増幅特性を一次元地盤モデルに基づいて作成しているが、この精度が向上すればより観測記録を再現できるものと考えられる。

次に、図4.1.2で示したKamae and Kawabe(2004)のアスペリティ分布、破壊開始点を変更したケース(全162ケース)について検討した。

図4.2.4は、図4.1.2のKamae and Kawabe(2004)の3つのアスペリティそれぞれの大きさを保ったまま、位置を変更したケースである。破壊開始点は、Kamae and Kawabe(2004)と同じである。これらのケースについての統計的グリーン関数法による合成地震動の加速度応答スペクトルを図4.2.5に示す。図には、図4.1.2に示したKamae and Kawabe(2004)のアスペリティ分布と破壊開始点位置を用いた場合の統計的グリーン関数法による合成地震動および観測記録の加速度応答スペクトルを合わせて示している。

図4.2.6は、図4.1.2のKamae and Kawabe(2004)の3つのアスペリティそれぞれの大きさ、位置を保ったまま、破壊開始点を変更したケース(全24ケース)である。これらのケースについての統計的グリーン関数法による合成地震動の加速度応答スペクトルを図4.2.7に示す。図には、図4.2.2に示したKamae and Kawabe(2004)のアスペリティ分布と破壊開始点位置を用いた場合の統計的グリーン関数法による合成地震動および観測記録の加速度応答スペクトルを重ねている。

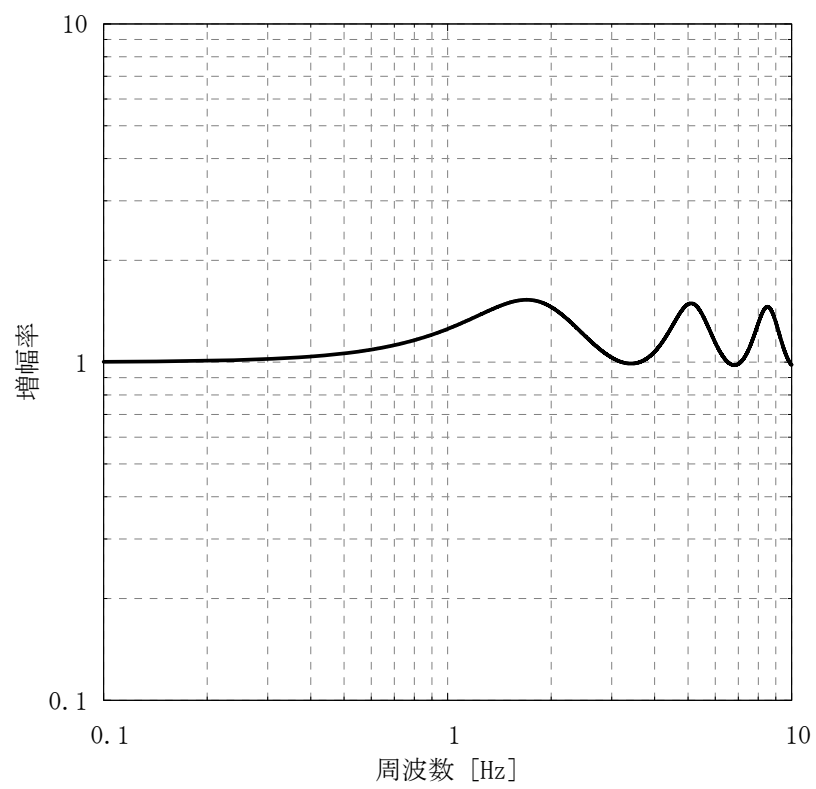
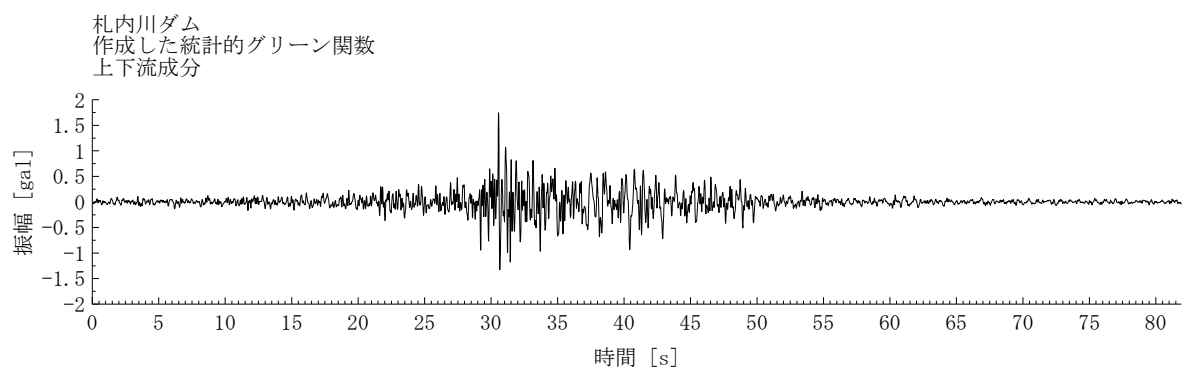
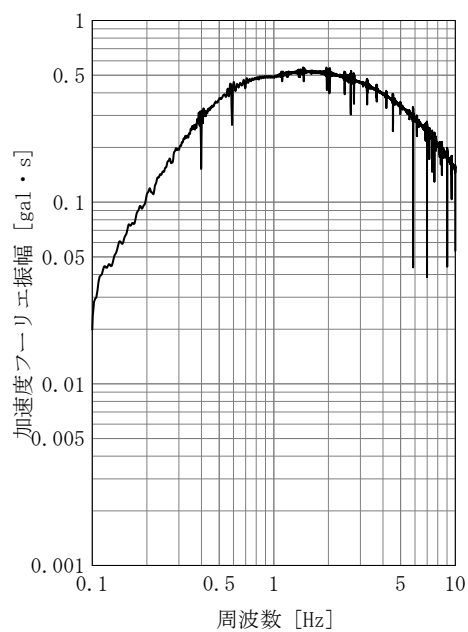


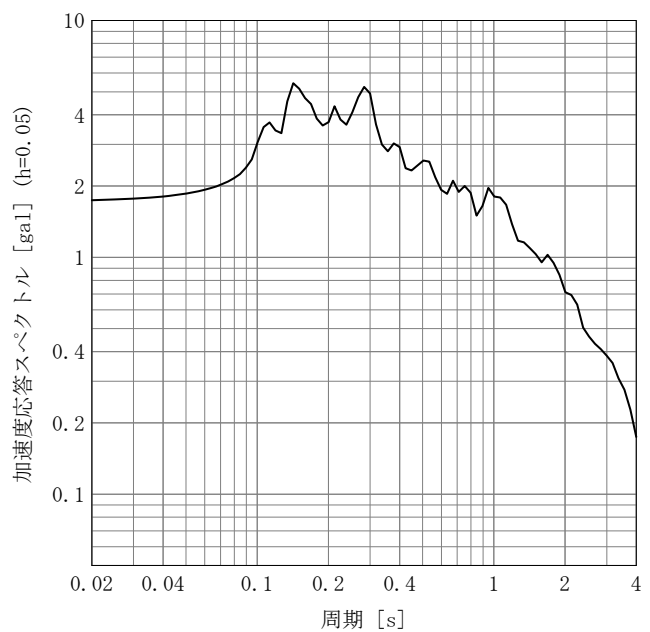
図4.2.1 設定した札内川ダムサイトでのサイト増幅特性



(a) 加速度時刻歴

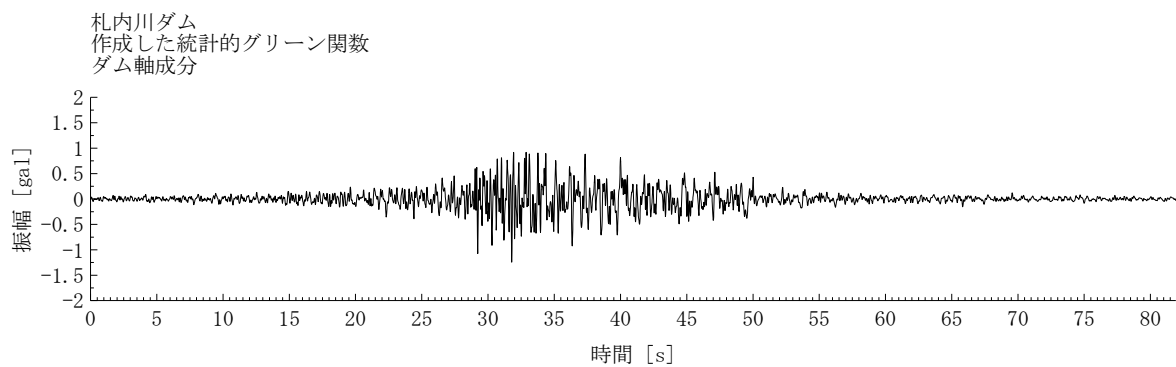


(b) 加速度フーリエ振幅スペクトル

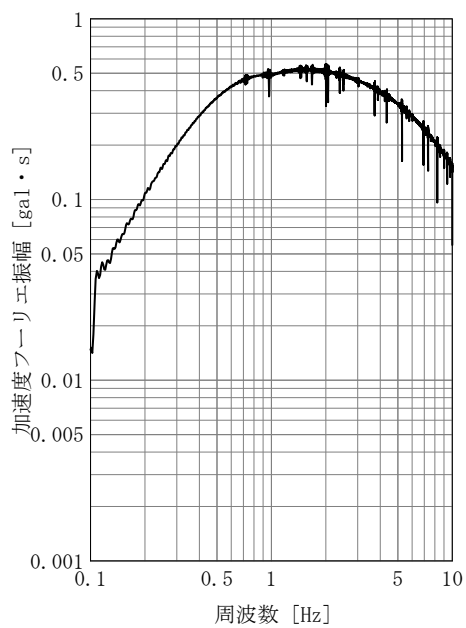


(c) 加速度応答スペクトル

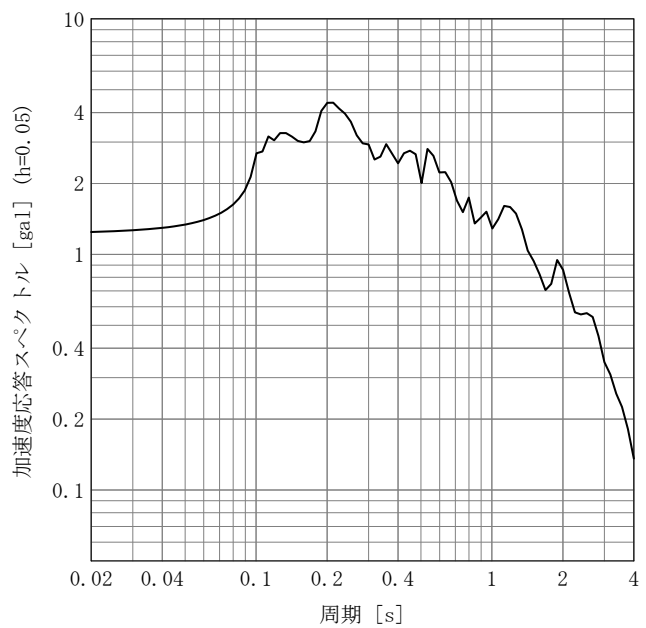
図4.2.2(1) 作成した札内川ダムサイトでの統計的グリーン関数(上下流成分)



(a) 加速度時刻歴



(b) 加速度フーリエ振幅スペクトル



(c) 加速度応答スペクトル

図4.2.2(2) 作成した札内川ダムサイトでの統計的グリーン関数(ダム軸成分)

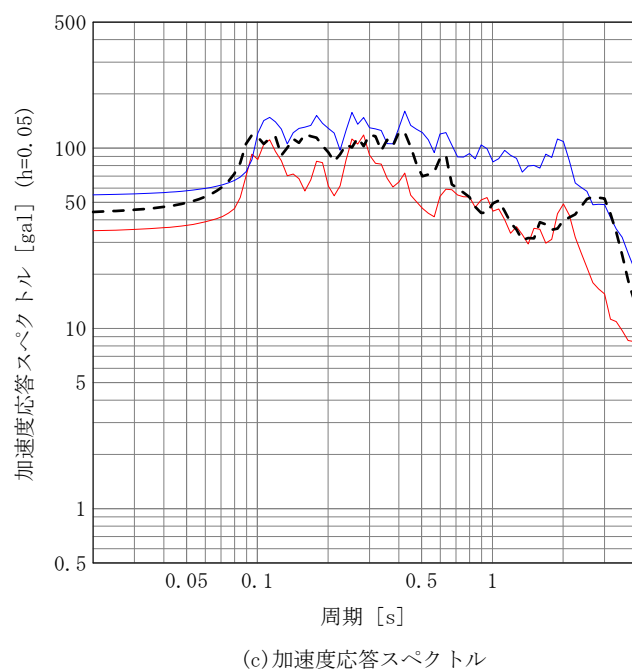
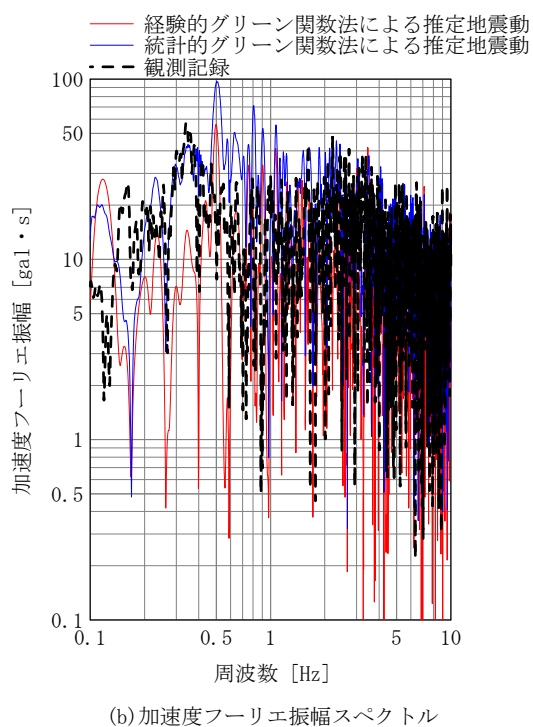
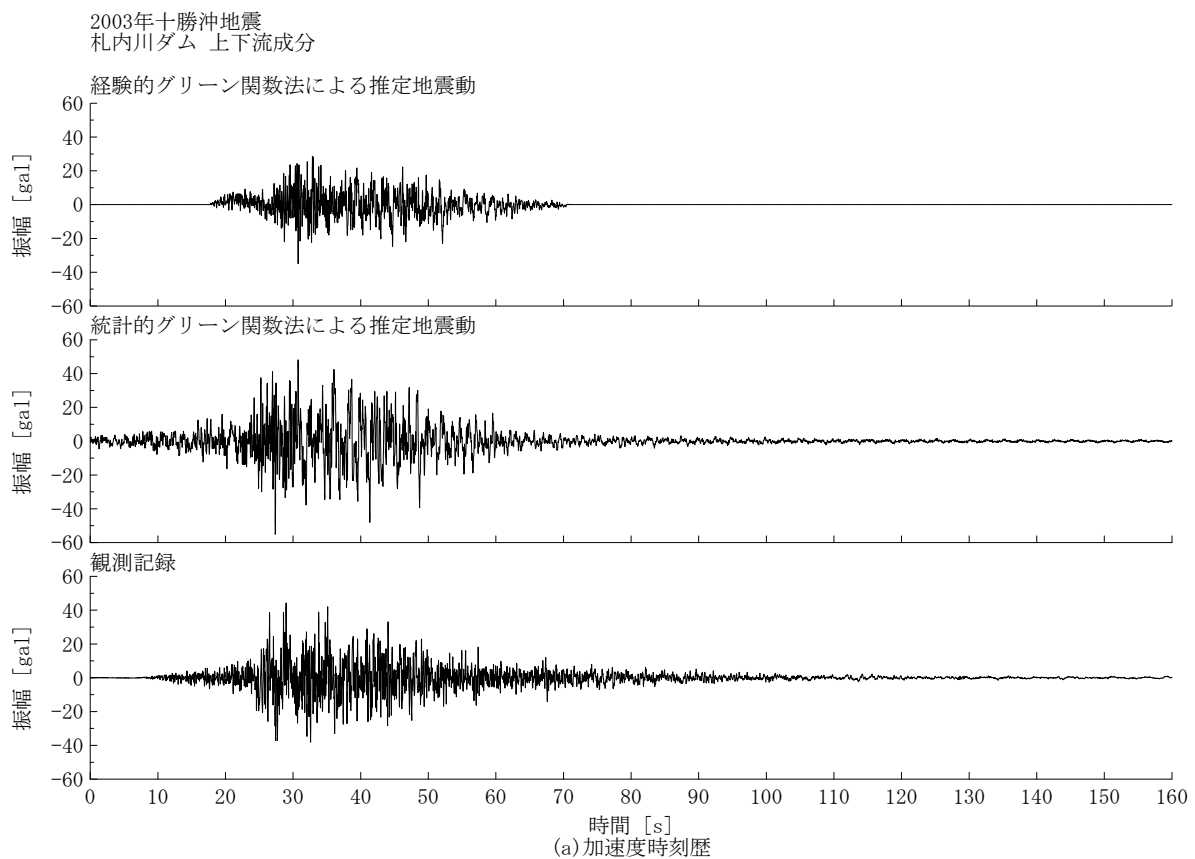
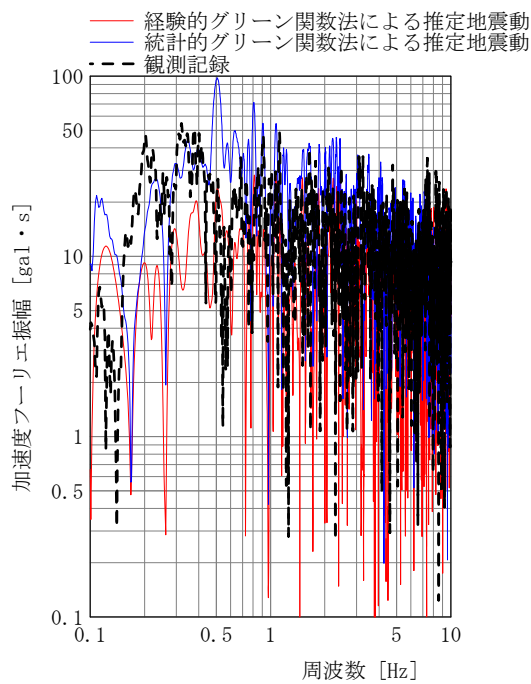
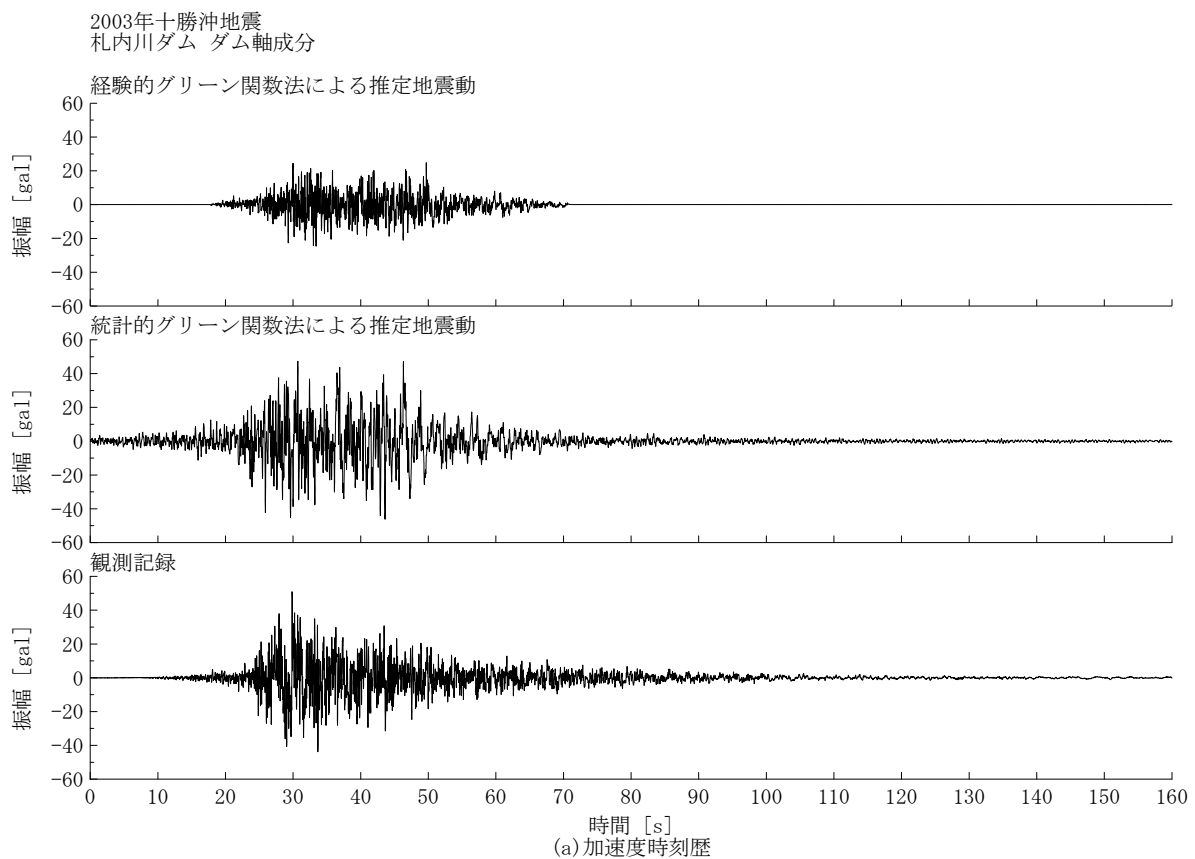
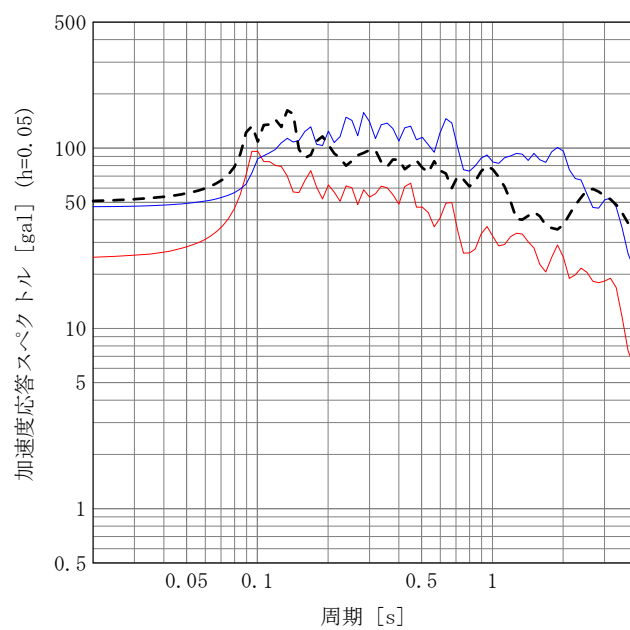


図4.2.3(1) 2003年十勝沖地震 札内川ダムサイトでの観測記録と経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法による推定地震動の比較（上下流成分）

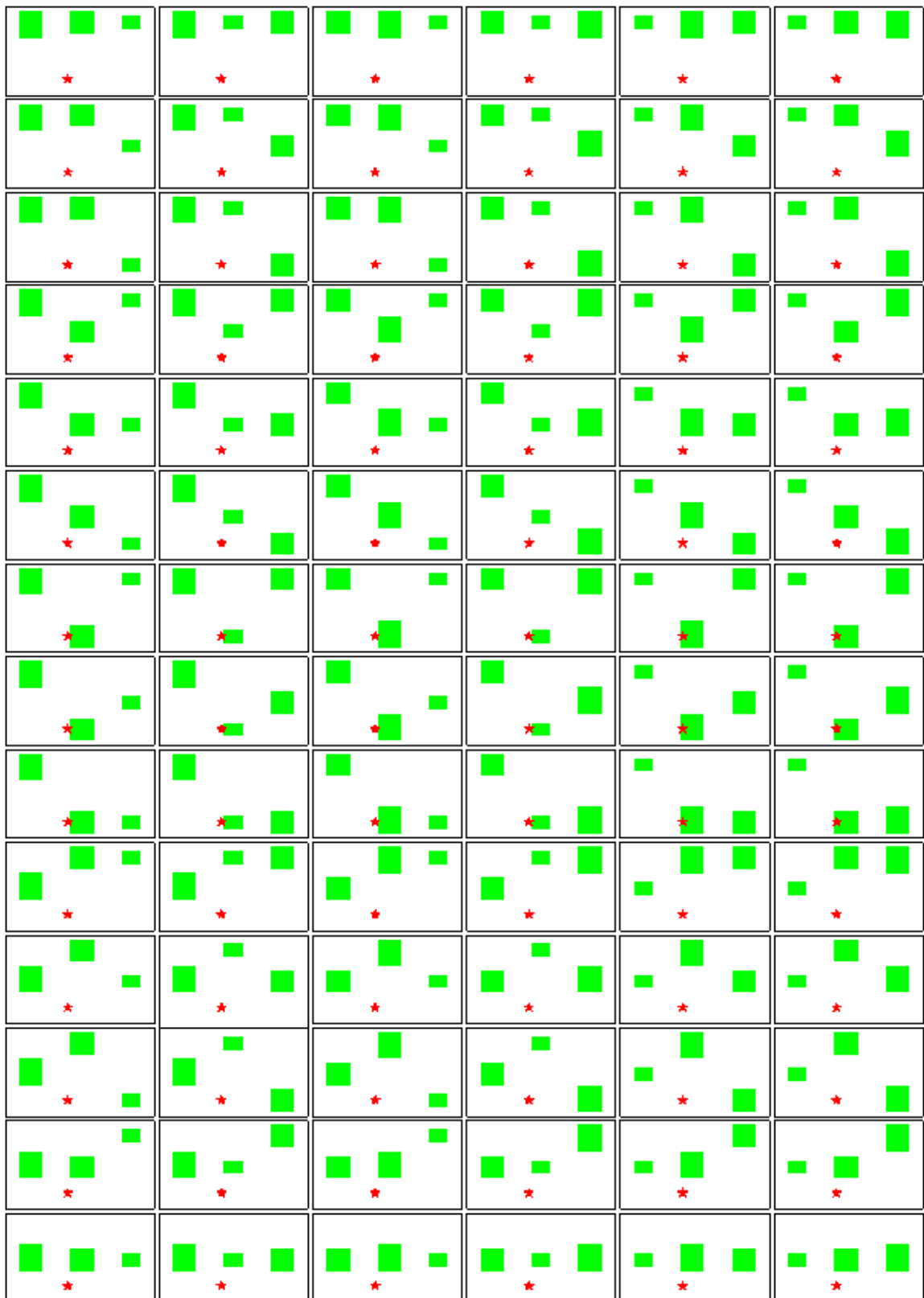


(b) 加速度フーリエ振幅スペクトル



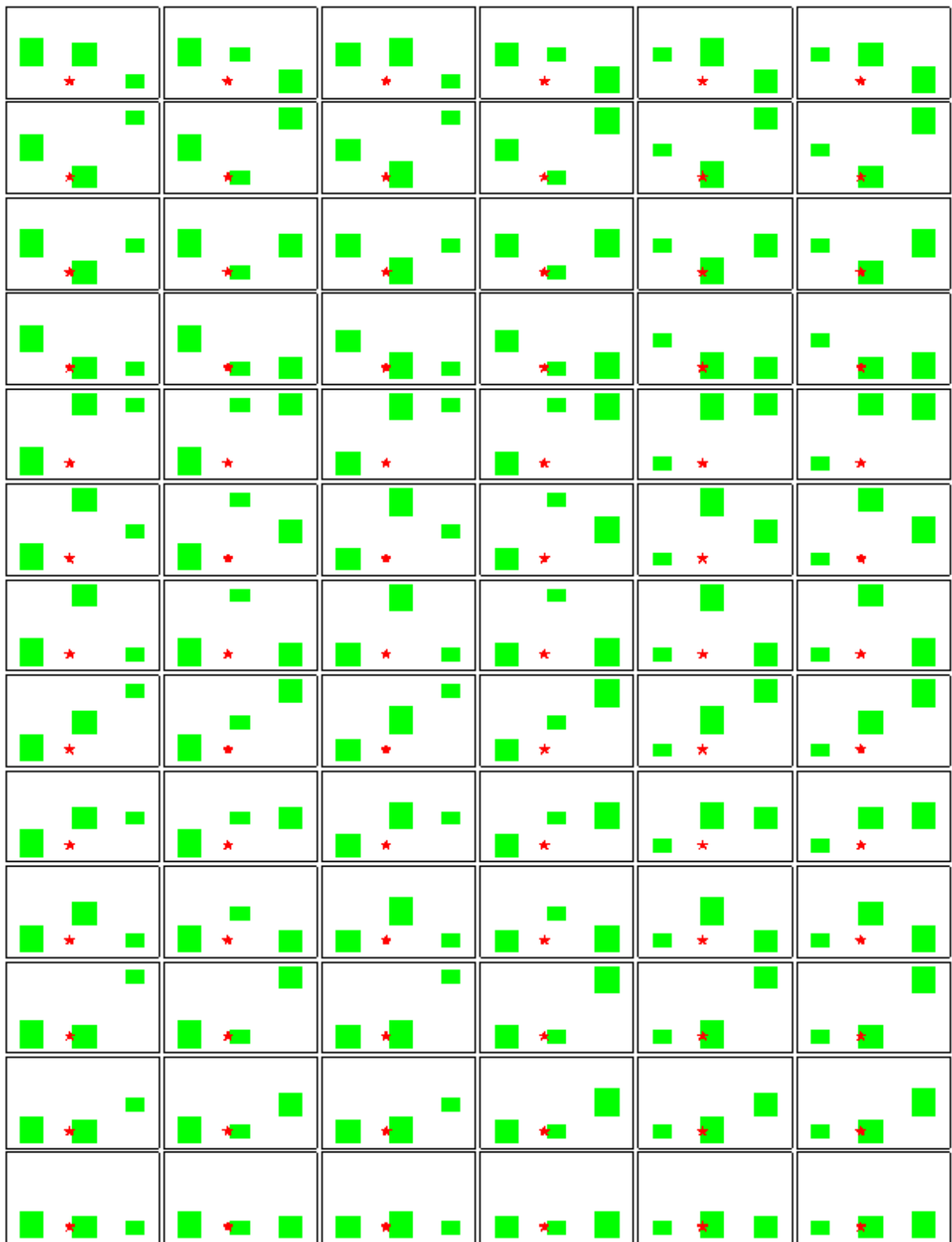
(c) 加速度応答スペクトル

図4.2.3(2) 2003年十勝沖地震 札内川ダムサイトでの観測記録と経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法による推定地震動の比較（ダム軸成分）



■アスペリティ, ★破壊開始点

図4. 2. 4 Kamae and Kawabe (2004) のアスペリティ位置を変更したケース[1/2]



■アスペリティ, ★破壊開始点

図4.2.4 Kamae and Kawabe (2004) のアスペリティ位置を変更したケース [2/2]

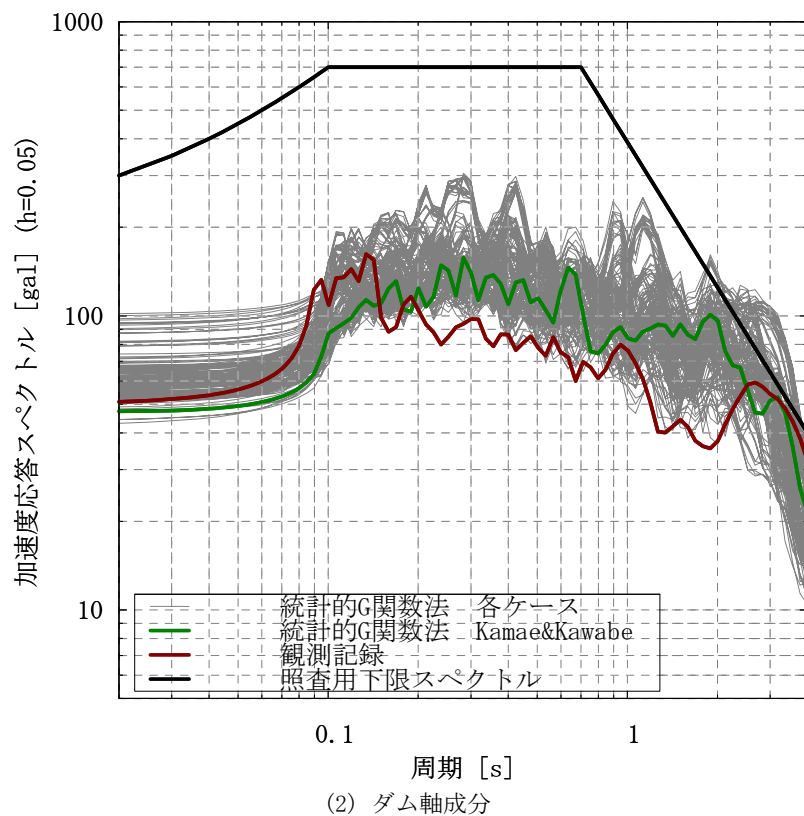
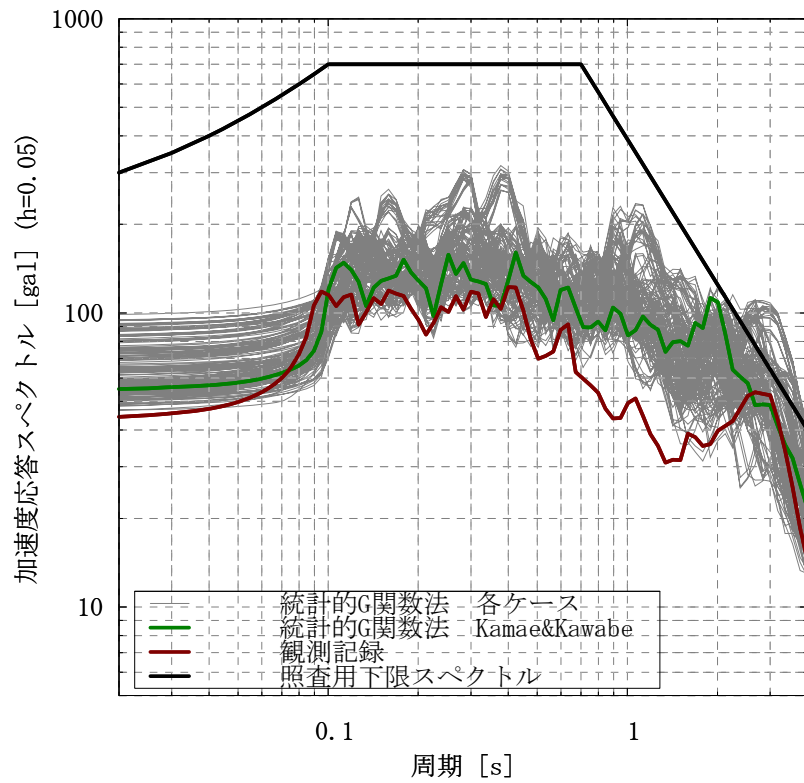
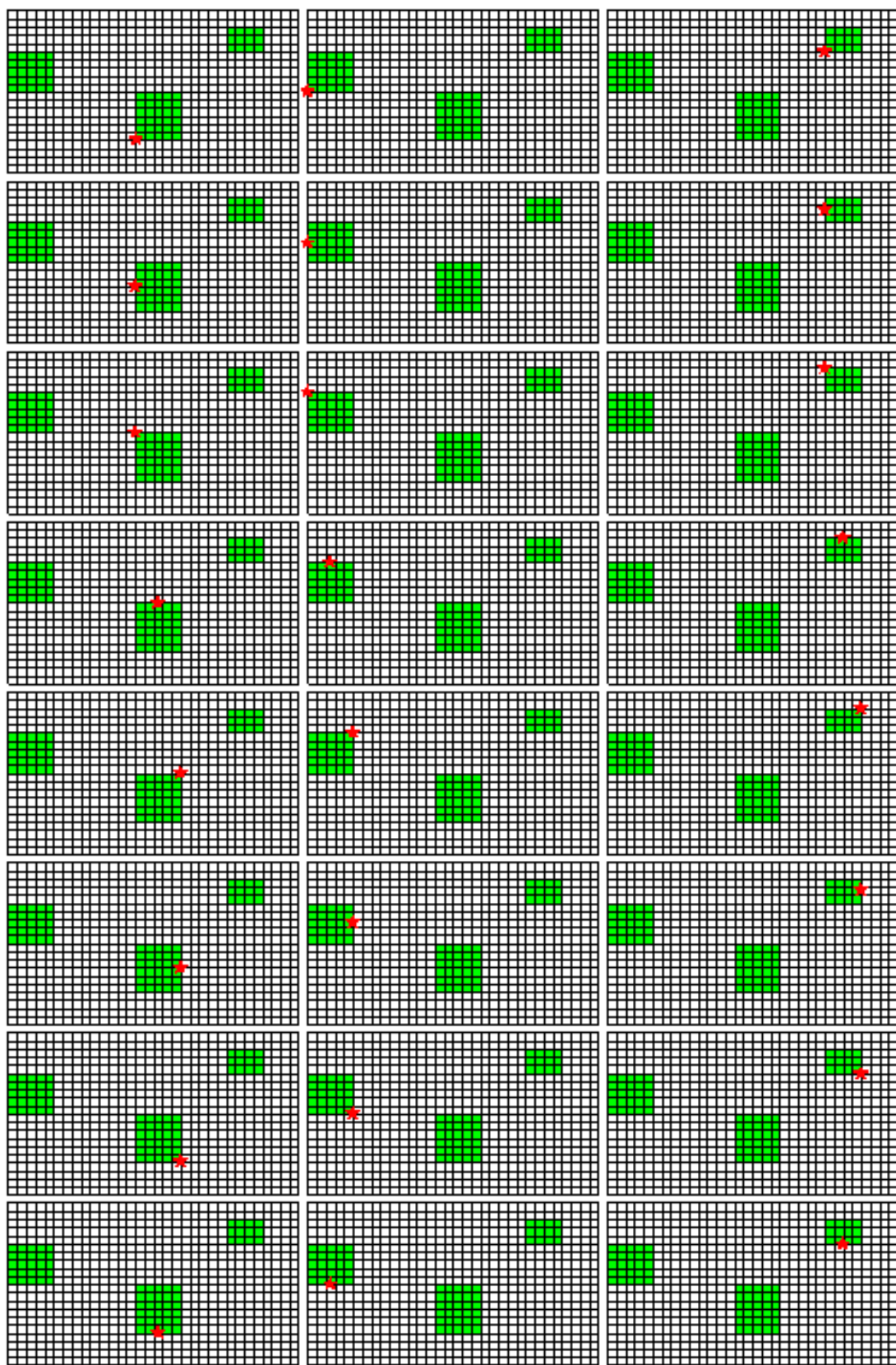
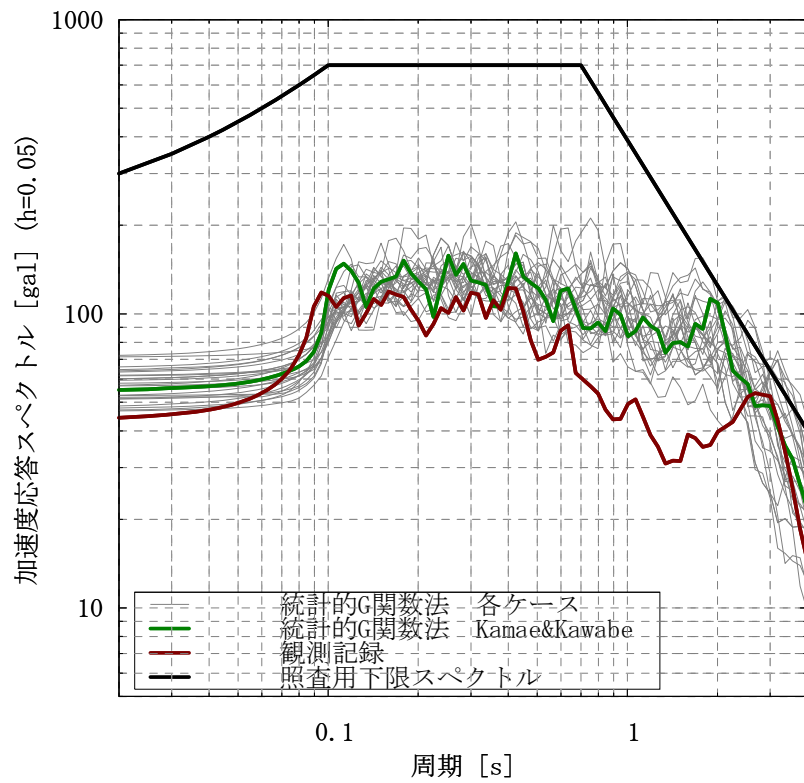


図4.2.5 Kamae and Kawabe (2004) のアスペリティ位置を変更したケースでの統計的グリーン関数法による合成地震動の加速度応答スペクトル

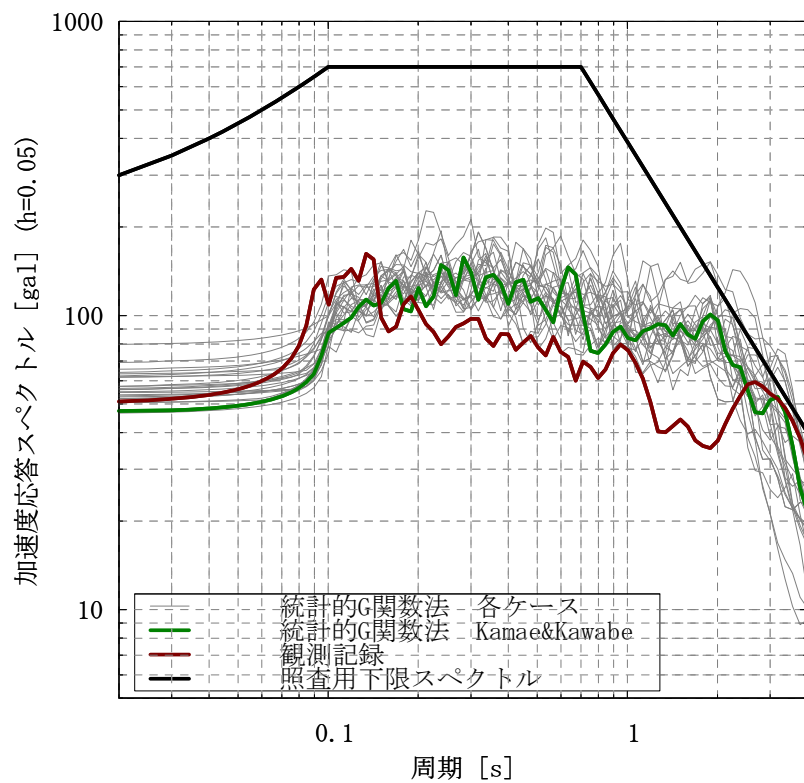


■アスペリティ, ★破壊開始点

図4. 2. 6 Kamae and Kawabe (2004) の破壊開始点位置を変更したケース



(1) 上下流成分



(2) ダム軸成分

図4.2.7 Kamae and Kawabe (2004) の破壊開始点位置を変更したケースでの統計的グリーン関数法による合成地震動の加速度応答スペクトル

4.3 比較検証

本節では、4.1で求めた経験的グリーン関数法による推定地震動と、4.2で求めた統計的グリーン関数法による推定地震動および2003年十勝沖地震の観測記録を比較する。観測記録の再現性の比較は、加速度応答スペクトルで行う。

図4.3.1は、4.2で統計的グリーン関数法を用いてKamae and Kawabe(2004)の破壊開始点位置を保ったまま3つのアスペリティ位置を変更した162ケースについて合成した地震動(4.2)と、Kamae and Kawabe(2004)のアスペリティモデルを用いた場合の経験的グリーン関数法(4.1)、統計的グリーン関数法による合成地震動(4.2)のそれぞれの加速度応答スペクトルと、松本ほか(2004)^[3]によるダム基礎岩盤相当(せん断波速度0.7~1.3km/s程度)での加速度応答スペクトルの推定式(以下、「ダムの距離減衰式」と呼ぶ)による推定加速度応答スペクトル、2003年十勝沖地震の観測記録の加速度応答スペクトルを重ね描きしたものである。

図4.3.2は、4.2で統計的グリーン関数法を用いてKamae and Kawabe(2004)の3つのアスペリティ位置を保ったまま破壊開始点を変更した24ケースについて合成した地震動(4.2)と、Kamae and Kawabe(2004)のアスペリティモデルを用いた場合の経験的グリーン関数法(4.1)、統計的グリーン関数法(4.2)による合成地震動の加速度応答スペクトルと、ダムの距離減衰式による推定加速度応答スペクトル、2003年十勝沖地震の観測記録の加速度応答スペクトルを重ね描きしたものである。

これらの比較の結果、以下の傾向が見られた。

- ・アスペリティの位置を変更したケースでは、ピーク周期での応答に100~300gal程度の間でばらつきがあるのに対し、破壊開始点を変更したケースでは、ピーク周期での応答は100~200gal程度の間でのばらつきとなり、アスペリティの位置を変更するほうが影響が大きい結果となった。
- ・アスペリティの位置を変更した各ケースの加速度応答スペクトルのばらつきの程度は、概ねダムの距離減衰式の標準偏差に相当している。
- ・アスペリティの位置を変更したケース、破壊開始点を変更したケースともに、加速度応答スペクトルは概ねダムの距離減衰式の平均値と平均値-標準偏差の間でばらついている。2003年十勝沖地震特有の震源特性の影響もあると考えられるが、観測記録やKamae and Kawabe(2004)のアスペリティモデルを用いて推定した経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法による合成地震動の加速度応答スペクトルも、距離減衰式の平均値-標準偏差に相当することから、ここで対象とした札内川ダムサイトが距離減衰式で対象としている平均的なダムサイトの硬さと比べて堅固なサイトであることを示唆していると考えられる。

以上、経験的グリーン関数法による再現計算、統計的グリーン関数法による再現計算およ

びアスペリティ位置と破壊開始点を変更したパラメータスタディを行ったが、推定方法によって推定結果に大きなばらつきが生じている。観測記録の再現という観点では、震源パラメータやサイト増幅特性を調整することで、再現性が向上するものと考えられる。この検討では、統計的グリーン関数法による推定地震動のほうが経験的グリーン関数法による推定地震動より大きくなっているが、他の地震、他のダムサイトでも同様なことがいえるわけではない。また、半経験的手法のアスペリティ分布や破壊開始点位置の変更に伴う推定結果は、距離減衰式の平均値の周りにばらついているわけでもない。この点から、距離減衰式による推定でもダムサイトごとのサイト特性(揺れやすさ係数)を評価することが望ましいと考えられる。しかしながら、半経験的手法による推定結果のばらつきの程度は、経験的手法(距離減衰式)のばらつきの範囲 ($\mu - \sigma \sim \mu + \sigma$) におさまっている。

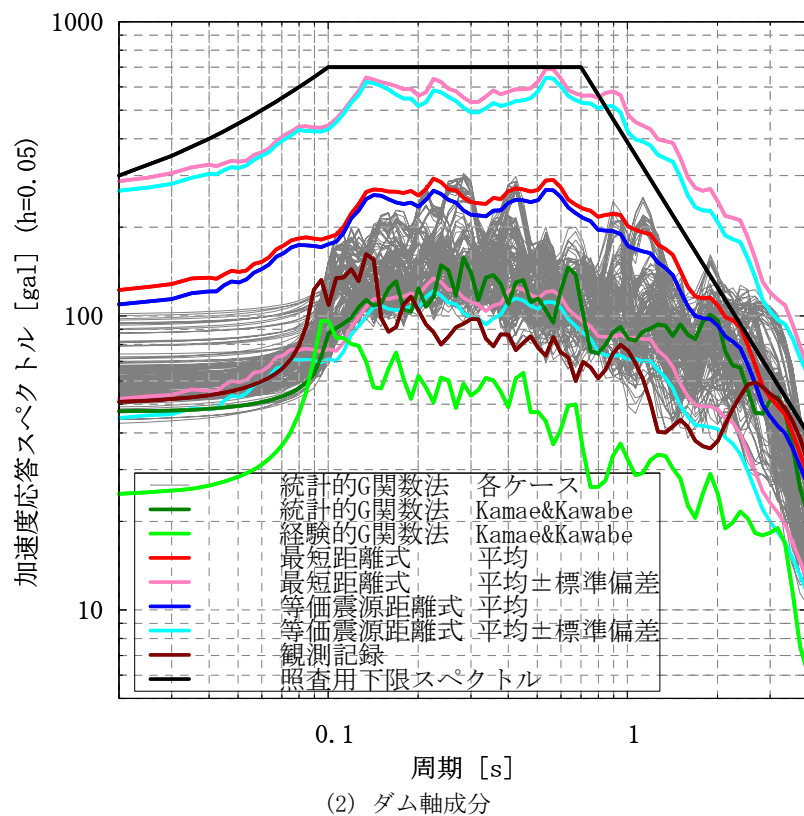
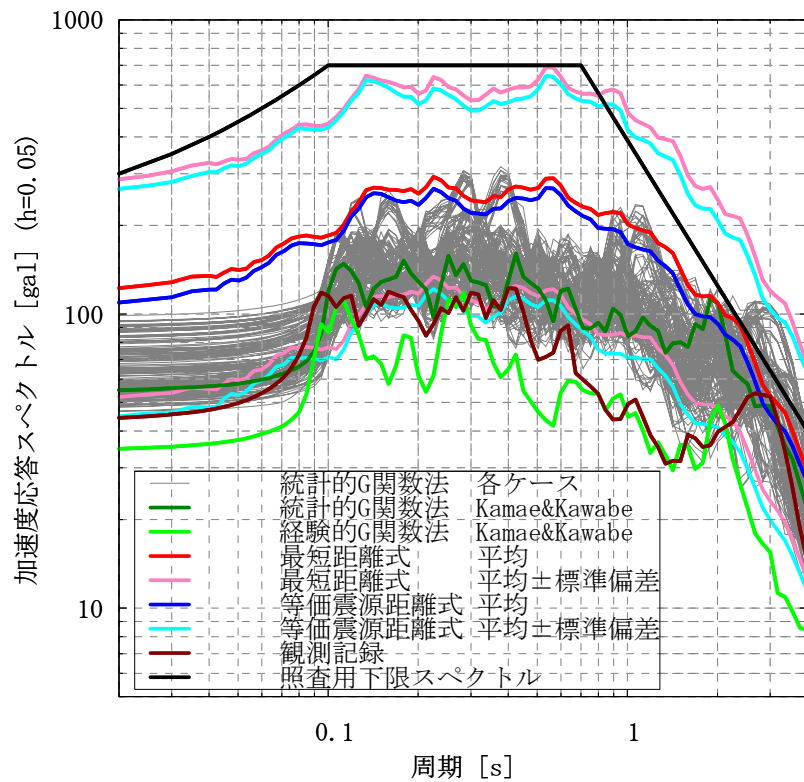


図4.3.1 Kamae and Kawabe (2004) のアスペリティ位置を変更したケースでの統計的グリーン関数法による合成地震動と他の推定地震動等の比較

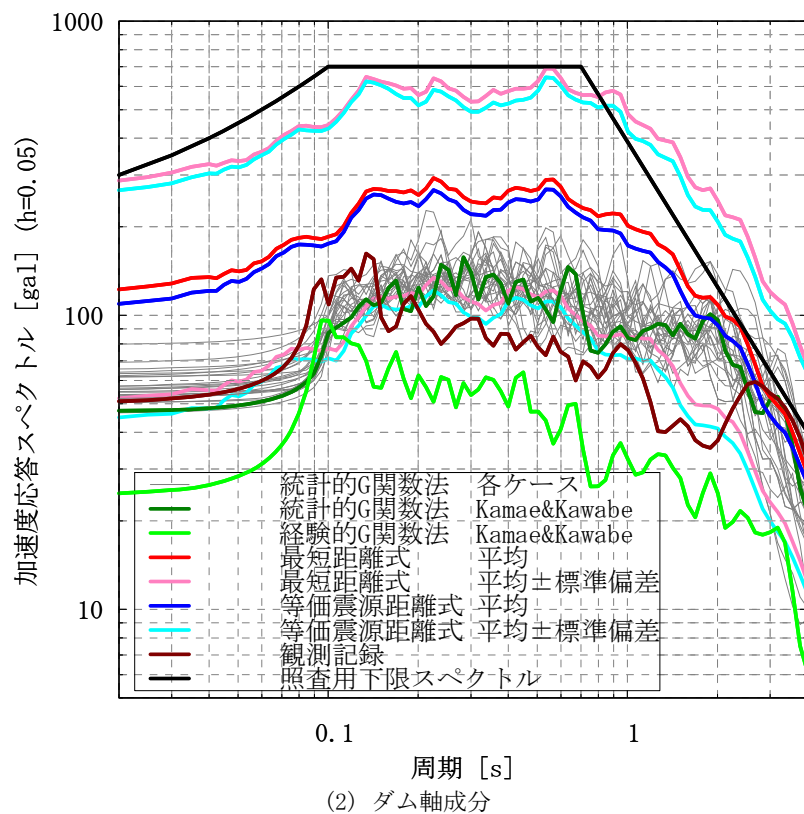
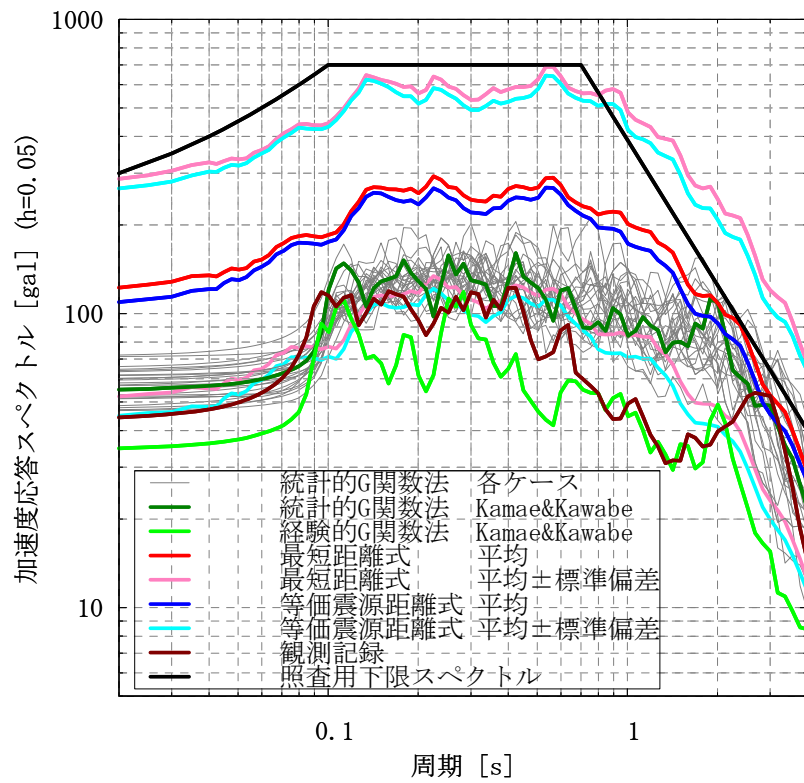


図4.3.2 Kamae and Kawabe (2004) の破壊開始点位置を変更したケースでの統計的グリーン関数法による合成地震動と他の推定地震動等の比較

参考文献[4章]

- [1] Kamae K. and H. Kawabe, Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake(MJMA=8.0) estimated by the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 56, pp.323-327, 2004.
- [2] Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets, Space, 55, e21-e24, 2003.
- [3] 松本徳久, 吉田等, 佐々木隆, 安中正: ダムサイトでの地震動の応答スペクトル, 大ダム, No.186, pp.69-76, 2004.

5. ダムのレベル2地震動としての適用方法

本章では、ダムのレベル2地震動に対する耐震検討を行う際の地震動設定にあたって、半経験的手法を適用する際の留意点を整理している。

5.1 震源パラメータ設定の考え方

震源パラメータは、「レシピ」を用いて設定するのが一般的となっている。3.2でも述べたように、「レシピ」は同じ情報が与えられれば誰がやっても一定の信頼ある予測結果が得られることを想定して作られているが、カレーライスが調理する人によって味付けが少しずつ違うように、パラメータ設定の過程における設定者の判断により、設定される震源パラメータが全く同じにはならないのが現状である。また、「レシピ」では、過去の地震データの統計分析に基づいたパラメータ間の関係式が用いられているため、「レシピ」に従って設定されるパラメータは、起こりうる地震の平均像を示していると考えられる。一方、レベル2地震動としては、ダム地点において現在から将来にわたって考えられる最大級の強さを持つ地震動を考える必要がある。原子力施設の耐震設計では、応力降下量や破壊伝播速度などのばらつきも考慮する方法が示されているが、本検討では、土木学会地震工学委員会に設置されている「地震動研究の進展を取り入れた公共社会インフラの設計地震力に関する研究小委員会」^[1]で示されている考え方にしたが、考え得る値がある幅をもつパラメータについては、平均値を採用した。一方で、

- ・アスペリティの配置
- ・破壊開始点の設定

については、複数のケースを想定したパラメータスタディを行うことにより、地震動のディレクティビティ効果を考慮し、地震動推定地点にとって厳しい設定を逃さぬように配慮している。

以下に、幅をもって評価されているパラメータや、「レシピ」で複数の考え方が示されているパラメータなど、設定者の判断で変わってくる項目について、本検討でどのように設定したかを示す。

・断層傾斜角

地震調査研究推進本部の長期評価^[2]では、「30-60° 北西傾斜」といったように、幅をもって評価されていることがある。本検討においては、長期評価の幅の中央値が採用されている、防災科学技術研究所の「地震ハザードステーションJ-SHIS」^[3]のデータを参照することを基本としている。

・アスペリティの位置・個数

地震調査研究推進本部の強震動評価^[4]では、アスペリティ位置は、活断層調査から得られた1回の地震イベントによる変位量分布などから設定されているが、詳細な情報が得られていない断層も多いことを考慮し、本検討における内陸地震を想定した地震動設定では、ダムサイトにとって厳しくなる設定を逃さぬように、100ケース程度を目安に設定している。

内陸地震でのアスペリティ個数については、レシピでは、1セグメント当たり1個か2個となっているが、1個にするか2個にするかの境目が明確ではない。本検討では、これまでに地震調査研究推進本部で行われている内陸地震の強震動評価での設定において、概ね、断層長さが30km程度以下では1個、30km程度～70km程度では2個、70km程度以上では3個となっていることを参考にしている。

長大断層を1セグメントとみるか複数のセグメントに分けるかは、研究途上の課題である。地震調査研究推進本部では、布田川-日奈久断層帯の強震動評価^[5]では2セグメントに分けているが、山崎断層帯の強震動評価^[6]での検証により、1セグメントとして扱えるものとしてレシピが改良されているため、本検討では1セグメントとして扱っている。

また、各アスペリティの配置については、地震調査研究推進本部の強震動評価例を参考に、以下のように設定している。

アスペリティが1個の場合：

断層を長さ方向に3分割し、そのうち1つにアスペリティを置く。

断層が正方形に近い場合(幅(深さ)方向に位置の変化が十分つけられる場合)には幅(深さ)方向にも3分割し、そのうち1つにアスペリティを置く。

アスペリティが2個の場合：

断層を長さ方向に3分割し、そのうち2つにアスペリティを置く。

幅(深さ)方向には、第1アスペリティは中央に置き、第2アスペリティを上中下位置の3ケースを考える。

アスペリティが3個の場合：

断層を長さ方向に5分割し、そのうちの3つにアスペリティを置く。

幅方向には、中央に置く。

・長大断層か否かの判断(アスペリティの面積設定の際)

3.2で「レシピ」におけるアスペリティの面積の設定方法について記したが、長大断層の場合、円形破壊面を仮定することが適切でないため、式(3.2.4)～(3.2.6)を用いてアスペリティの面積を設定することができない。「長大断層」とは、断層幅に対して十分な長さを持つ断層のことであるが、定量的な定義がなされているわけではない。本検討では、地震調査研究推進本部の強震動評価の設定を概観して、断層長さと断層幅の比 L/W が4.5程度以上となる断層について長大断層と見なしている。これに従うと、6章

に示す本検討での適用例においては、中央構造線石鎚石鎚山脈北縁西部-伊予灘と別府湾-日出生断層帯、庄川断層帯が長大断層に該当する。

・アスペリティの平均すべり量

3.2で示したように、「レシピ」では、アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は、震源断層全体の平均すべり量 D の ξ 倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果を基に、 $\xi=2$ とされている。「レシピ」ではまた、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、 ξ の値を調整することとなっているが、これまでに地震調査研究推進本部で行われてきた十数例の強震動評価について調査した結果(表5.1.1参照)、すべてのケースで $\xi=2$ が採用されており、現状では ξ が調整されている例がないため、本検討でも ξ の値の調整は行っていない。

表5.1.1 地震調査研究推進本部による強震動評価での
アスペリティの平均すべり量と長期評価による1回のずれ量

断層帯		アスペリティの 平均すべり量	長期評価による1回のずれ量 (△は信頼度低いとコメント有り)	記述されている 比較コメント
中央構造線断層帯 (金剛山地東縁-和泉山脈南縁)		3.4m	1m以上(金剛断層) △ 不明(根来断層) 断層長さから4~5mと推定	—
山崎断層帯	モデル1	5.0m	断層長さから6.4mと推定	調和的 概ね調和的 (*)
	モデル2	3.2m	約2m(山崎断層帯主部の北西部)	
	モデル3	1.9m	2m程度(山崎断層帯主部の南東部)	
	モデル4	2.7m	断層長さから3.5mと推定	
	モデル5	2.6m	約2~3m(那岐山断層帯 上下成分)	
石狩低地東縁断層帯		3.3~5.4m	5m程度 △	整合
高山・大原断層帯	高山断層帯	2.3m	4m程度	小さい (*)
	国府断層帯	1.3m	2.5~3m程度	
	猪之鼻断層帯	1.2m	2m程度(右横ずれ成分)	
琵琶湖西岸断層帯		3.4m	3~5m程度 △	整合
砺波平野断層帯・呉羽山断層帯	砺波平野断層帯東部	1.9m	1.5m	ほぼ同じ大きさ
	砺波平野断層帯西部	2.0m	2.0m	
	呉羽山断層帯	2.3m	2.0m	
山形盆地断層帯		2.7~3.8m	4~5m	—
三浦半島断層群	武山断層帯	1.2~1.4m	1m程度もしくはそれ以上	—
	北武断層帯	2m	1m程度もしくはそれ以上	
布田川・日奈久断層帯	ケース1, 2	2.5m	不明だが3m程度以上と推定	—
	ケース3	2.8~4.2m	不明だが3m程度以上と推定	
森本・富樫断層帯		1.3m	2m(垂直成分)	小さめ (*)
糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部、中部)		6m	6~9m	概ね一致 (*)

(*)印を付した断層では、「地表での1回のずれの量と強震動インバージョンで推定されている平均すべり量とがどのような関係にあるか十分に検証されているわけではないことに注意が必要である。」とのコメントがある

・平均破壊伝播速度

3.2に示したように、「レシピ」では、平均破壊伝播速度 V_R は、Geller(1976)^[7]による地震発生層のS波速度 β との関係式

$$V_R = 0.72 \cdot \beta \quad (5.1.1)$$

を用いることが基本であるが、近年の研究においては、Geller(1976)^[7]による係数0.72より大きめの値が得られていることから、本検討では、片岡ほか(2003)^[8]に基づき、

$$V_R = 0.80 \cdot \beta \quad (5.1.2)$$

を用いている。

- ・破壊開始点

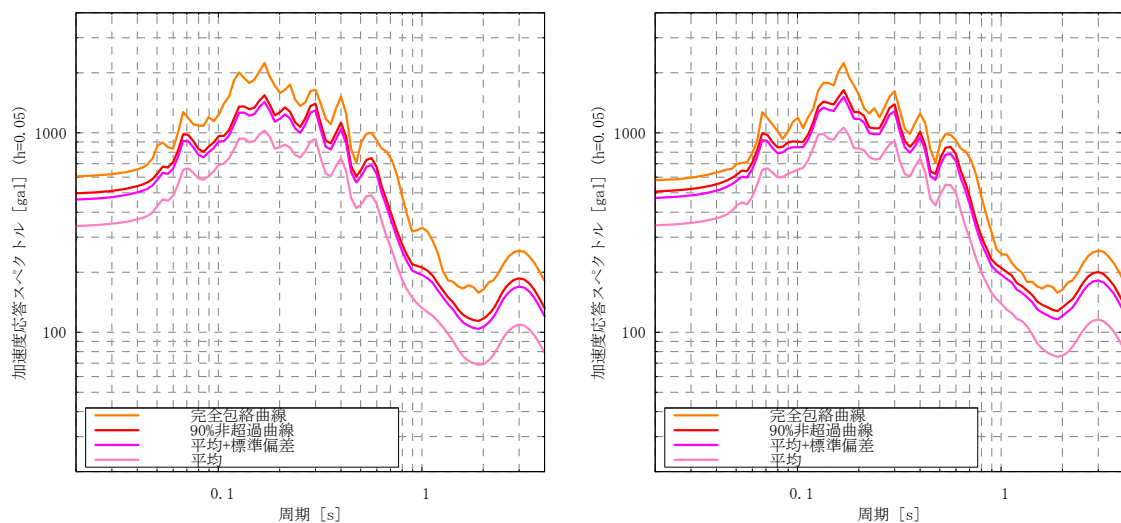
Somerville et al.(1999)^[9]や菊池・山中(2001)^[10]によれば、破壊開始点はアスペリティの外部に存在する。本検討では、地震調査研究推進本部での強震動評価事例を参考に、複数のケースを想定する。具体的には、以下のように設定している。

アスペリティが1個の場合：アスペリティ下端に3ケース(両端と中央)設定
(1つのアスペリティ分布に対して3ケース)

アスペリティが2個の場合：各アスペリティ下端に3ケース(両端と中央)設定
(1つのアスペリティ分布に対して6ケース)

アスペリティが3個の場合：各アスペリティの下端中央に設定
(1つのアスペリティ分布に対して3ケース)

アスペリティが3個の場合、破壊開始点位置を各アスペリティの下端中央のみとし、両端を省略することの影響について、6章で対象とする福島西縁断層帯を震源とする七ヶ宿ダムサイトでの地震動推定結果で比較したが、統計処理を行った結果の相違はあまり見られなかった(図5.1.1参照)。



(左) 全108ケースの統計処理結果

(右) アスペリティ下部両端の破壊開始点を省略した36ケースの統計処理結果

図5.1.1 破壊開始点の設定の相違による推定地震動の統計処理への影響
(福島盆地西縁断層帯 七ヶ宿ダムでのケース)

- ・ライズタイム

3.2に示したように、「レシピ」では、アスペリティの幅 W 、破壊伝播速度 V_R を用いて、

$$\tau = 0.5 \cdot \frac{W}{V_R} \quad (5.1.3)$$

で求めることを基本としている。野津^[13]が指摘しているとおり、式(5.1.3)は、断層面上に一定の構成則を仮定して、数値計算で求めた断層面上の滑り関数のライズタイムを近似する式としてDay(1982)^[11]により提案された理論式であり、実測値を説明する式として求められたものではない。過去の大地震で実際に観測された地震波を再現するには、式(5.1.3)によるよりも系統的に短いライズタイムを用いる必要があることがHeaton(1990)^[12]により示されている。一般に、地震動の予測結果はライズタイムとして小さな値を用いるほど大きくなることから、本検討では、片岡ほか(2003)^[8]に基づき、

$$\tau = 0.25 \cdot \frac{W}{V_R} \quad (5.1.4)$$

を用いている。

5.2 ダムのレベル2地震動としての選定手法

3章で述べた半経験的手法を用いることにより、任意の断層破壊のシナリオを仮定したときの地震動を推定することができる。海溝型の大地震の場合には、その発生間隔が数十年～数百年と比較的短いことから、過去の地震の際のアスペリティや破壊開始点がわかっていれば、想定地震に同様のシナリオを仮定することが可能であると考えられるが、内陸活断層地震の場合、前図の地震が数千年～数万年前であることがほとんどであり、アスペリティや破壊開始点の情報が得られないことが多いため、想定地震の複数のアスペリティや破壊開始点を設定することが多い。

一方で、複数のシナリオに対して推定された地震動すべてのケースをダム構造物の耐震性能照査の入力地震動として用いることは現実的ではないため、すべてのケースの中から照査用のレベル2地震動として選定する必要がある。選定する方法としては以下の2通りが考えられる。

- ・ 複数の断層破壊シナリオから推定した全ケースの地震動を統計分析し、代表的な地震動を照査用レベル2地震動とする方法
- ・ 複数の断層破壊シナリオによる推定地震動の全ケースのうち、特定の1ケース(または数ケース)の地震動を照査用レベル2地震動とする方法

以下では、この2つの方法について述べる。

(1) 複数の断層破壊シナリオから推定した全ケースの地震動を統計分析し、代表的な地震動を照査用レベル2地震動とする方法

この方法としては、固有周期ごとに全ケースの推定地震動の加速度応答スペクトル全ケースの平均値や平均値+標準偏差といった統計量を連ねたスペクトルを求めることが考えられる。6章で検討する各ダムサイトでのレベル2地震動では、全ケースの90%非超過確率スペクトルをもって代表させている。鉄道やガス、水道の耐震設計基準^{[14][15][16]}でも、複数の観測記録や推定地震動の90%非超過確率スペクトルを基にした設計スペクトルが用いられている。90%非超過確率を採用した理由は、統計処理上、一般的には2～5%の棄却域が用いられているが、地震動の推定におけるばらつきの大きさを考慮して棄却域を10%としたものである。90%非超過確率は、保険業界で用いられる数字であり、例えば、建築業界・不動産業界で一般的に使用されているPML(Probable Maximum Loss：予想最大損失率)の定義^[17]が「対象施設あるいは施設群に対し、最大の損失をもたらす再現期間475年相当(50年間で10%を超える確率で襲ってくると予想)の地震が発生し、その場合の90%非超過確率に相当する物的損失額の再調達費に対する割合」と定義されていることと関連があると考えられる。

加速度応答スペクトルを、上記に示したように全ケースの地震動の90%非超過確率スペクトルなどで代表することにより、ダムサイトで得られている観測記録や、他のダムでの観測記録を原種波形として用いることで、90%非超過確率スペクトルを目標スペクトルとした振幅調整波を得ることができ、これを照査用のレベル2地震動とすることが可能である。例と

して、図5.2.1に、6章で示す庄川断層帯の地震による手取川ダムでの推定地震動の、断層破壊シナリオ全108ケースの加速度応答スペクトルと、その90%非超過確率スペクトルを示す。

ただし、この方法では、統計処理をしていることにより、90%非超過確率スペクトルに対応する断層破壊モデルが存在しないことや、統計的グリーン関数法で作成した時刻歴波形の位相特性が失われている点が短所といえる。

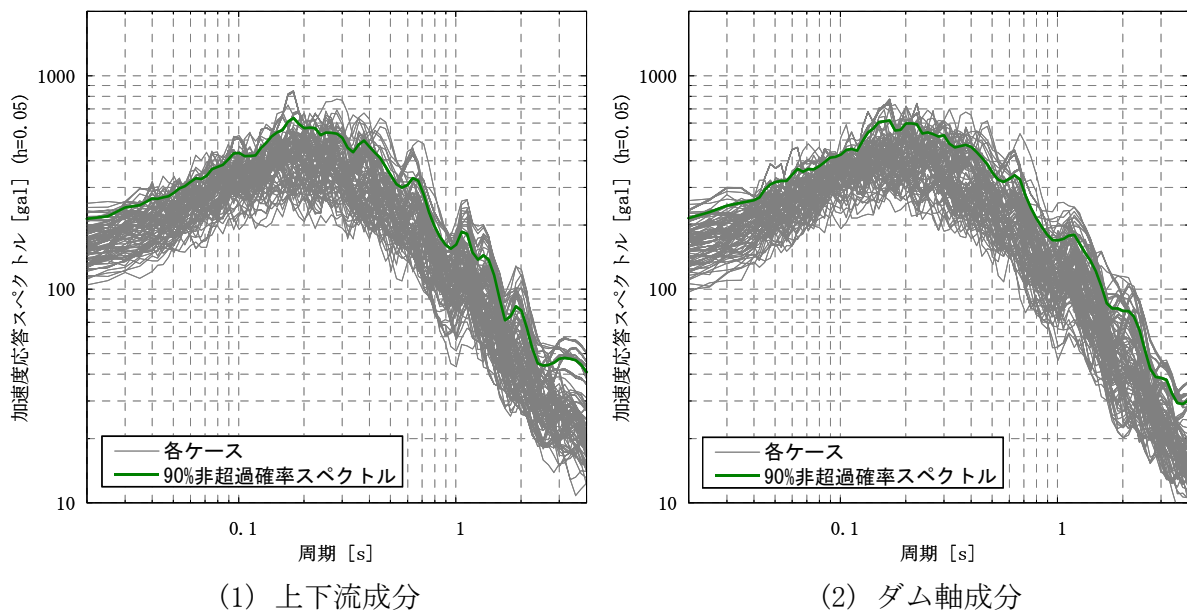


図5.2.1 90%非超過確率スペクトルの例(手取川ダム 庄川断層帯の地震の場合)

(2) 複数の断層破壊シナリオによる推定地震動の全ケースのうち、特定の1ケース(または数ケース)の地震動を照査用レベル2地震動とする方法

(1)で示したように、全ケースの地震動のスペクトルを統計処理してしまうと、代表スペクトルに対応する断層破壊モデルが存在しなくなってしまうので、これを避けようとする場合には、断層破壊シナリオの全ケースの地震動から特定のケースを選ぶ必要がある。例えば、ダムの固有周期に着目し、固有周期付近での加速度応答スペクトルが全ケースの90%非超過確率スペクトルにもっとも近いスペクトルを有するケースの時刻歴波形をそのまま採用すれば、安全側の配慮をしながらも断層破壊のシナリオとの対応が明確なレベル2地震動を合理的に設定できると考えられる。

手取川ダムを例にとってこれを示す。手取川ダムは、堤高153mのロックフィルダムである。(財)ダム技術センター「多目的ダムの建設 17年版第4巻設計I編」^[18]によれば、ロックフィルダムの固有周期 T (s)は、堤高 H (m)を用いて

$$T = \frac{0.5}{100} H \quad (5.2.1)$$

で求められるので、手取川ダム固有周期は0.765sと求まる。図5.2.2に、手取川ダムでの推定地震動、断層破壊シナリオ全108ケースと、手取川ダムの固有周期(0.765s)付近で90%非超過確率スペクトルにもっとも近いケースのスペクトルを示す。上下流成分とダム軸成分とで、90%非超過確率スペクトルに最も近い断層破壊シナリオのケースが異なるため、ここでは、ダムの耐震検討において重要な上下流成分で90%非超過確率スペクトルにもっとも近いケースを採用している。

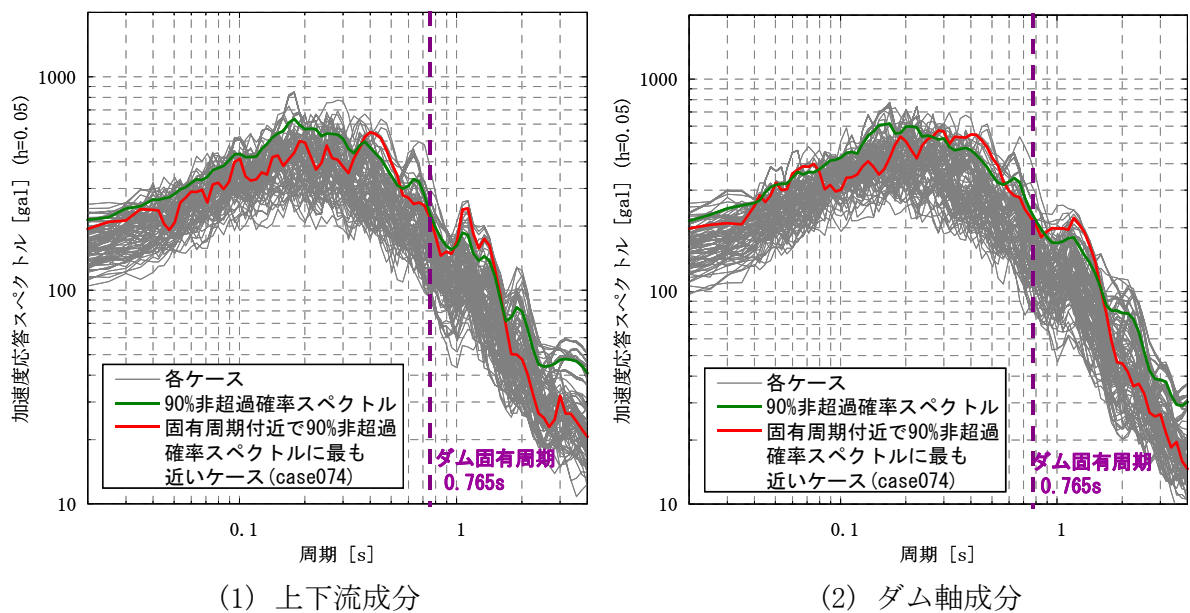


図5.2.2 ダムの固有周期付近で90%非超過確率スペクトルに最も近いスペクトルの選定例
(手取川ダム 庄川断層帯の地震の場合)

5.3 過去の地震観測記録の活用方法

現在、多くのダムサイトにおいて、地震計が設置されている。ダムにおいては、以下に示すように、この観測記録を活用できるので、通常より信頼性が高い地震動予測を行うことが可能になると期待される。

ダムのレベル2地震動の作成において、経験的グリーン関数法を用いるには、想定する大地震の震源断層付近で発生した中小地震のダムサイトでの適切な観測地震動が必要となる。経験的グリーン関数法に用いることのできる観測記録としては、想定する大地震よりマグニチュードが概ね1～2小さい地震のものが必要であるため、プレート境界型地震とくらべて発生間隔の非常に長い内陸地震では、小さな地震の観測記録しか得られていないなど、経験的グリーン関数として使用できる適切な観測記録を得ることは困難である。

しかしながら、蓄積された多数の観測記録を分析(震源インバージョン解析)することにより、経験的サイト増幅特性が評価できる。経験的サイト増幅特性と重複反射理論で計算されるサイト増幅特性との比較を、KiK-net羽島(GIFH09)観測点を例として図5.3.1に示す。このように、深層地盤での増幅特性を理論的に評価することは難しいため、経験的増幅特性を用いることで統計的グリーン関数法による地震動推定精度の向上が期待される。図5.3.1にも示したように、野津・長尾(2005)^[19]では、全国の港湾、主なK-NET, KiK-net観測点における経験的サイト増幅特性を評価しており、そのデータを公開している。これらのデータを活用することで、震源インバージョン解析を行わなくとも、既に経験的サイト増幅特性が評価されているダムサイト近傍のK-NET, KiK-net観測点と共通する地震のスペクトル比をとることにより、間接的にダムサイトの経験的サイト増幅特性を評価できることもある。

さらに、経験的サイト位相特性として用いることのできる、想定する大地震と地震動の到来方向が同じとなる観測記録があれば、経験的位相特性として用いることもできる。

以上のことから、地震計の定期的なメンテナンスは重要であり、震度や最大加速度といった地震動指標のみならず、強震波形を保存し、活用することが望ましいと考えられる。

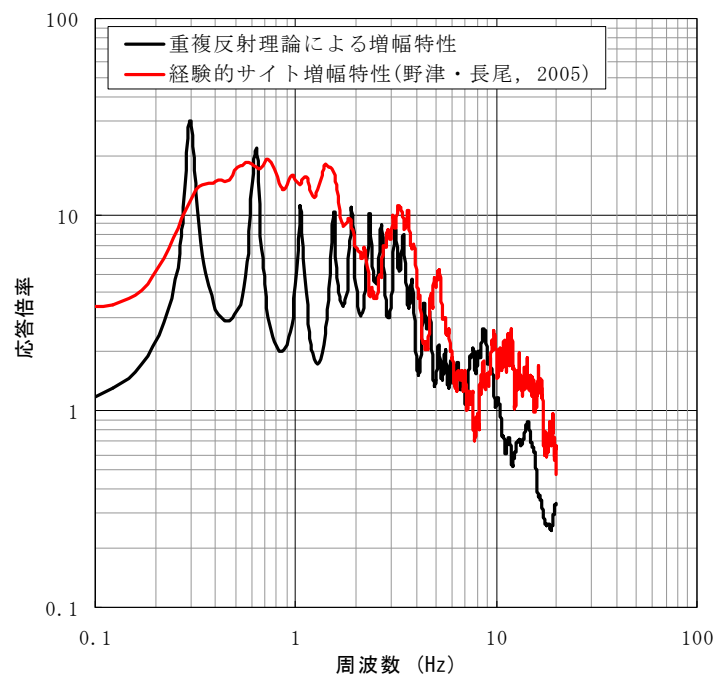


図5.3.1 経験的サイト増幅特性と重複反射理論によるサイト増幅特性との比較
(KiK-net羽島の例，経験的サイト増幅特性は野津・長尾(2005)の公開データによる)

5.4 ダム基礎情報の活用方法

5.3で、地震観測記録の活用方法について述べたが、経験的グリーン関数法が適用できず、統計的グリーン関数法を適用する場合において、強震記録に基づいてサイト増幅特性を評価できない場合は、地震基盤から地震動推定地点であるダム基礎までの増幅特性は、解析的に評価するしかない。近年では、一部の地域において、内閣府中央防災会議^[20]や防災科学技術研究所「地震ハザードステーション」^[3]などから、1kmメッシュ単位の深部地盤モデルの数値データが公開されるようになってきているが、増幅特性を精度良く評価するためには、ダムサイトにおけるせん断波速度データが必要となることから、各ダムで保有しているボーリングデータや弾性波速度のデータが重要な資料となる。

参考文献[5章]

- [1] 土木学会地震工学委員会：地震動研究の進展を取り入れた公共社会インフラの設計地震力に関する研究小委員会， <http://www.jsce.or.jp/committee/eec2/mindscs/index.html>
- [2] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：長期評価， http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02.htm
- [3] 防災科学技術研究所：地震ハザードステーション J-SHIS， <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>
- [4] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：強震動評価， http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka03.htm
- [5] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価について， http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/03jul_futagawa/index.htm， 2003.
- [6] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：山崎断層帯の地震を想定した強震動評価について， http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jan_yamasaki/index.htm， 2005.
- [7] Geller, R. J.: Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am, 66, 1501-1523, 1976.
- [8] 片岡正次郎，日下部毅明，村越潤，田村敬一：想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究，国土技術政策総合研究所研究報告，15，2003.
- [9] Somerville P.G., Irikura K., Graves R., Sawada S., Wald D., Abrahamson N., Iwasaki Y., Kagawa T., Smith N. and Kowada A.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. Seism. Res. Lett., 70, pp.59-80., 1999.
- [10] 菊地正幸，山中佳子：『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』，サイスモ，5(7)，67，2001.
- [11] Day, S.: Three-Dimensional Finite Difference Simulation of Fault Dynamics: Rectangular Faults with Fixed Rupture Velocity, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.72, No.3, pp.705-727, 1982.
- [12] Heaton, T. H.: Evidence for and Implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 64, pp.1-20, 1990.
- [13] 野津厚(港湾空港技術研究所地盤・構造部構造振動研究室)：強震動の再現に必要なライズタイム， <http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/shindo/index.htm>
- [14] 鉄道総合技術研究所編，国土交通省鉄道局監修：鉄道構造物等設計標準・同解説 耐震設計(平成11年10月)，丸善，1999.
- [15] (社)日本ガス協会 ガス工作物等技術基準調査委員会：高圧ガス導管耐震設計指針JGA指-206-03，2004.
- [16] (社)日本水道協会：水道施設耐震工法指針・解説 1997年版，1997.
- [17] 損害保険料率算出機構：地震危険度指標に関する調査研究 ～地震PMLの現状と将来～，地震保険研究1，2002.
- [18] (財)ダム技術センター：多目的ダムの建設 17年版第4巻設計I編，2005.
- [19] 野津厚，長尾毅：スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性，港湾空港技術研究所資料，No.1112，2005.
- [20] たとえば，中央防災会議：「東海地震に関する専門調査会」のページ， <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/index.html>

6. ダムのレベル2地震動設定例

本章では、ダムのレベル2地震動設定に半経験的手法を適用した例をダムの型式別に整理した。

6.1 対象ダムと想定地震、地震動推定手法

6.2以降で対象とする7ダムとそのダムで想定した地震は以下の通りである。地震名(断層名)は、地震調査研究推進本部の長期評価^[1]、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^[2]による。

(1) 重力式コンクリートダム(→ 6.2)

- ・長島ダム : 中央構造線赤石山地断層帯を震源とする地震
- ・野村ダム : 中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘を震源とする地震
- ・札内川ダム : 十勝沖・根室沖の地震(連動)

(2) ロックフィルダム(→ 6.3)

- ・セヶ宿ダム : 福島盆地西縁断層帯を震源とする地震
- ・手取川ダム : 庄川断層帯を震源とする地震

(3) アーチ式コンクリートダム(→ 6.4)

- ・下笠ダム : 崩平山-亀石山断層帯を震源とする地震
別府湾-日出生断層帯を震源とする地震
- ・小渋ダム : 伊那谷断層帯境界断層・前縁断層(同時活動)を震源とする地震

各ダムの、地震動推定に適用した手法およびサイト増幅特性と位相特性の与え方を、表6.1.1に示す。3.1.2 (2)で述べた経験的サイト位相特性を考慮する場合は、上下流成分、ダム軸成分とそれぞれ大地震の地震動を求めている。一方、3.1.2 (1)のようにランダム位相を与え、経時特性の包絡線を掛ける場合には、水平1成分について大地震の地震動を求めている。照査用地震動としては上下流、ダム軸、鉛直の3成分が必要であるが、複数の断層破壊シナリオに対する推定地震動の加速度応答スペクトルの90%非超過確率スペクトルを目標スペクトルとし、既往の代表的な記録(例えば1995年兵庫県南部地震の際の一庫ダムの記録など)を原種波形として振幅調整することにより3成分の波形を作成している。

各ダムでの照査用地震動は、「大規模地震に対するダム耐震性能照査指針(案)・同解説」^[3]に従い、本検討での半経験的手法による推定のほか、経験的手法(ダムの距離減衰式)による推定結果を合わせて判断することとなる。以降、6.2~6.4では、想定地震の複数の断層破壊シナリオについて半経験的手法により推定地震動を求め、全ケースの加速度応答スペクトルの90%非超過確率スペクトルを求めた例を示す。

表6.1.1 対象ダムごとの地震動推定手法

型式	ダム名	想定地震 (断層名)	推定推定手法	サイト増幅特性	位相特性
重力式 コンクリート ダム (6.2)	長島 ダム	中央構造線赤石 山地断層帯	統計的グリーン 関数法	重複反射理論 で考慮	ランダム位相 ＋経時特性
	野村 ダム	中央構造線石鎚 山脈北縁西部- 伊予灘	統計的グリーン 関数法	重複反射理論 で考慮	ランダム位相 ＋経時特性
	札内川 ダム	十勝沖・根室沖 の地震(連動)	経験的グリーン 関数法 及び 統計的グリーン 関数法	重複反射理論 で考慮	経験的サイト 位相特性考慮
ロック フィル ダム (6.3)	七ヶ宿 ダム	福島盆地西縁 断層帯	統計的グリーン 関数法	重複反射理論 で考慮	ランダム位相 ＋経時特性
	手取川 ダム	庄川断層帯	統計的グリーン 関数法	経験的サイト 増幅特性を考慮	経験的サイト 位相特性考慮
アーチ 式コン クリート ダム (6.4)	下笠 ダム	崩平山-亀石山 断層帯 及び 別府湾-日出生 断層帯	統計的グリーン 関数法	重複反射理論 で考慮	ランダム位相 ＋経時特性
	小渋 ダム	伊那谷断層帯 境界断層・前縁 断層(同時活動)	統計的グリーン 関数法	重複反射理論 で考慮	経験的サイト 位相特性考慮

6.2 重力式コンクリートダム

6.2.1 長島ダム

長島ダムは、一級河川大井川水系大井川の上流、静岡県榛原郡川根本町地先に建設された重力式コンクリートダムで、昭和47年の調査開始から29年余りの歳月をかけて平成14年に完成した(写真6.2.1)^[4]。洪水調節、流水の機能の維持、かんがい、水道用水の供給を目的とする他目的ダムである。堤高 109m, 堤長 308m, 堤体積 861,000m³, 総貯水容量 78,000,000m³である^[5]。



写真6.2.1 長島ダム(「ダム便覧」^[5]より引用)

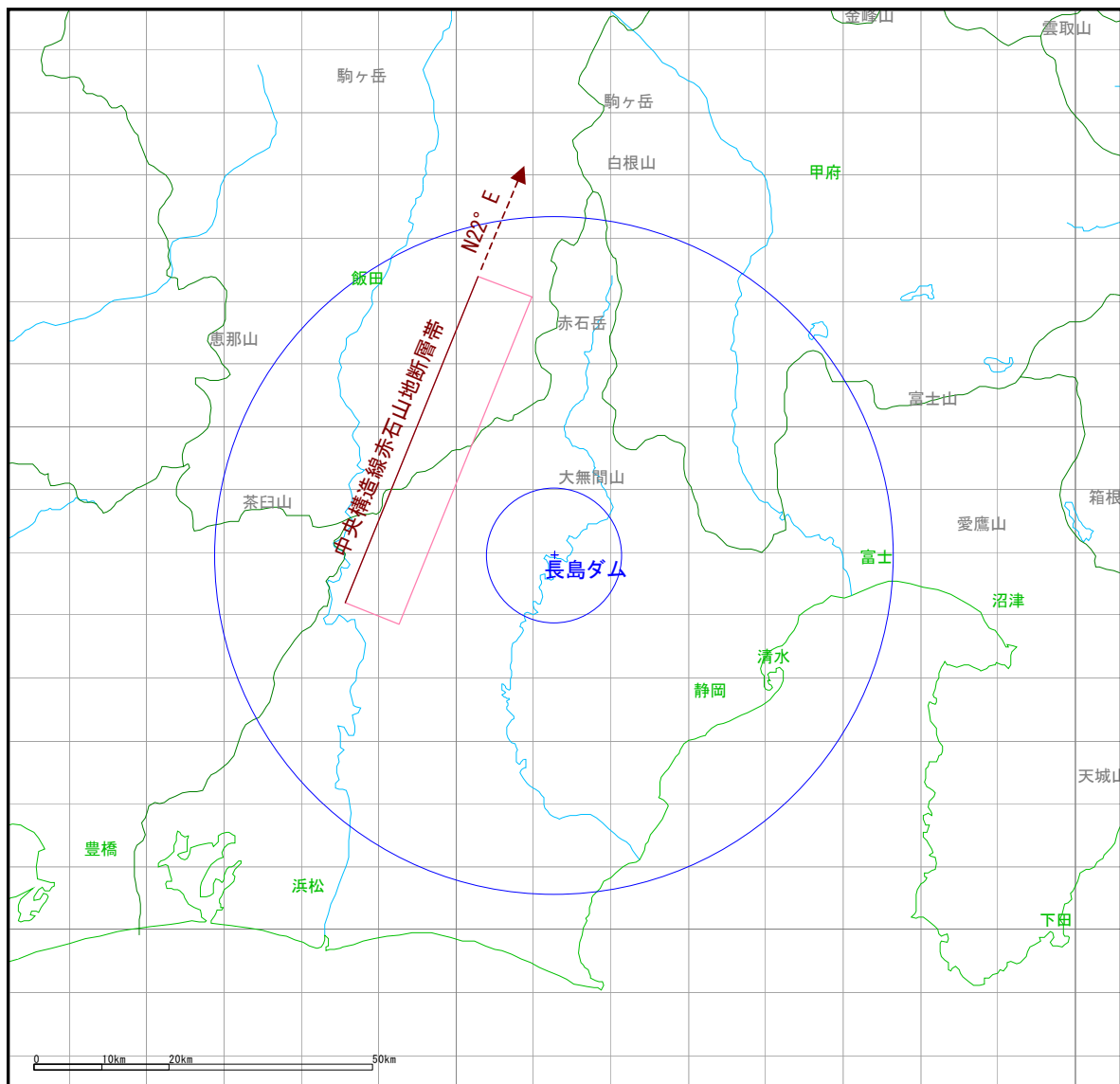
本検討では、長島ダムから約20km西に位置する、中央構造線赤石山地西縁断層帯を震源とする地震を想定地震とする。この断層は、地震調査研究推進本部の長期評価^[1]の対象である主要活断層帯には入っていない。「新編日本の活断層」^[6]では、確実度がⅠ、活動度がAとされている。

長島ダムでは強震観測が行われているが、波形データとしては、2004年紀伊半島沖の地震や2005年宮城県沖の地震など、遠方の大きな地震が数記録保存されているのみで、中央構造線赤石山地西縁断層帯付近を震源とする内陸地震の記録は得られていないことから、経験的グリーン関数法を適用することができないため、統計的グリーン関数法を適用することとした。

3.3に示した「レシピ」^[7]の手順に基づき、表6.2.1のように震源パラメータを設定した。断層基準点位置や走向は、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

^[2]で用いられている値を用いているが、傾斜角については、「新編日本の活断層」^[6]で南傾斜と記述されていることもあり、ダムサイトにとって安全側の判断となる60°としている。設定した断層面とダムサイトとの位置関係を図6.2.1に示す。

アスペリティ全体の面積は、円形破壊面の仮定から導かれる式(3.2.4)～(3.2.6)を用いて30%と求まった。Somerville et al. (1999)^[8]の平均22%、宮腰ほか(2001)^[9]の15～27%、石井ほか(2000)^[10]では37%といった各研究者の研究成果と大きく外れた結果とはなっていない。2個のアスペリティの面積の配分は、レシピでは入倉・三宅(2001)^[11]の16:6または石井ほか(2000)^[10]の2:1となっているが、本検討では、1km×1kmとした要素断層の大きさとの兼ね合いで誤差が小さくなる石井ほか(2000)^[10]の2:1を用いた。



2つの円は、ダムからの距離10km、50kmを示す。

図6.2.1 中央構造線赤石山地断層帯と長島ダムサイトとの位置関係

表6. 2. 1 中央構造線赤石山地断層帯の震源断層パラメータ

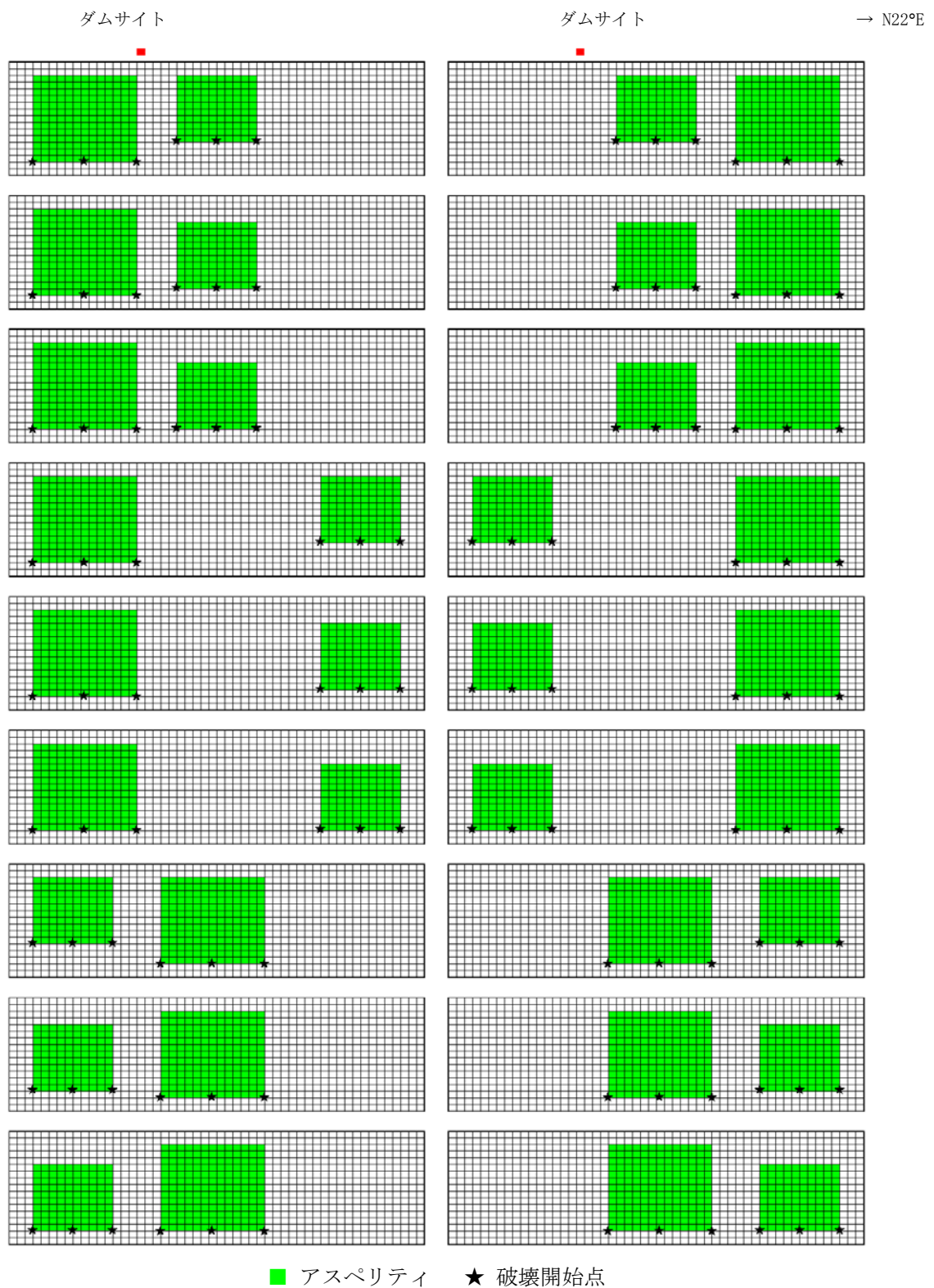
震源特性		設定値	備考
巨視的震源特性	緯度	137. 82 [deg]	
	経度	35. 10 [deg]	地震調査研究推進本部 地震動予測地図報告書より
	走向 θ	22 [deg]	
	傾斜 δ	60 [deg]	新編日本の活断層より
	長さ L	52 [km]	地震調査研究推進本部 地震動予測地図報告書より
	幅 W	17 [km]	$W = (H_1 - H_2) / \sin\theta$
	上端深さ d	3 [km]	地震調査研究推進本部 地震動予測地図報告書より
	断層面積 S	884 [km ²]	$S = LW$
	静的応力降下量 $\Delta\sigma$	4. 03 [MPa]	Boatwright(1988)
	地震モーメント M_0	4. 35E+19 [Nm]	Wells and Coppersmith(1994) $S = 4. 24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$
	モーメントマグニチュード M_W	7. 03	Kanamori(1977) $\log M_0 = 1. 5 M_W + 9. 1$
	S波速度 V_s	3. 46 [km/s]	
	密度 ρ	2. 70 [g/cm ³]	
	剛性率 μ	3. 23E+10 [N/m ²]	$\mu = \rho V_s^2$
微視的震源特性	平均すべり量 D	1. 5 [m]	$M_0 = \rho \cdot D \cdot S$
	断層全体の短周期レベル A	1. 86E+19 [Nm/s ²]	壇ほか(2001) $A = 2. 46 \times 10^{17} M_0^{1/3}$
	アスペリティ全体	全アスペリティの面積 S_a	263 [km ²]
		全アスペリティの平均すべり量 D_a	3. 0 [m]
		全アスペリティの地震モーメント M_{0a}	2. 59E+19 [Nm]
		アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$	13. 53 [MPa]
	第1アスペリティ	アスペリティの面積 S_{a1}	175 [km ²]
		アスペリティの平均すべり量 D_{a1}	3. 4 [m]
		アスペリティの地震モーメント M_{0a1}	1. 91E+19 [Nm]
		アスペリティの実効応力 σ_{a1}	13. 53 [MPa]
	第2アスペリティ	アスペリティの面積 S_{a2}	88 [km ²]
		アスペリティの平均すべり量 D_{a2}	2. 4 [m]
		アスペリティの地震モーメント M_{0a2}	6. 76E+18 [Nm]
		アスペリティの実効応力 σ_{a2}	13. 53 [MPa]
	背景領域	背景領域の面積 S_b	621 [km ²]
		背景領域の平均すべり量 D_b	0. 9 [m]
		背景領域の地震モーメント M_{0b}	1. 76E+19 [Nm]
		背景領域の実効応力 σ_b	2. 74 [MPa]
その他の震源特性	破壊伝播速度 V_r	2. 77 [km/s]	片岡ほか(2003) $V_r = 0. 8 \cdot V_s$
	第1アスペリティのライズタイム tr_{a1}	1. 20 [s]	中村・宮武(2000) 片岡ほか(2003)
	第2アスペリティのライズタイム tr_{a2}	0. 85 [s]	$tr = 0. 25 \cdot W / V_r$
	背景領域のライズタイム tr_b	1. 54 [s]	
	高周波遮断周波数 f_{max}	6. 0 [Hz]	鶴来ほか(1997)

断層破壊のシナリオは、図6. 2. 2のようにアスペリティ分布と破壊開始点を変更した108ケース(=アスペリティ分布 18ケース×破壊開始点 6ケース)を想定した。

伝播経路の減衰特性は、地震調査研究推進本部の強震動評価^[12]で用いられている佐藤ほか(1994)^[12]の

$$\begin{aligned}
 Q(f) &= 110 & (f < 1\text{Hz}) \\
 Q(f) &= 110 f^{0.67} & (f \geq 1\text{Hz})
 \end{aligned}
 \tag{6. 2. 1}$$

とした。



アスペリティ分布 18ケース × 破壊開始点 6ケース = 計 108ケース

図6.2.2 アスペリティ分布と破壊開始点を変更したケース(中央構造線赤石山地断層帯)

前述のように、長島ダムで得られている強震記録の数が少ないことから、サイト増幅特性は重複反射理論により与える。ダムサイトのせん断波速度に関する情報が得られなかったことから、せん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 相当と仮定した。地震基盤以浅の一次元構造は、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」^[14]から1kmメッシュ単位で公表されている一次元地盤モデルでの、長島ダムの属するメッシュの地盤モデルに基づき、表6.2.2のように設定し、図6.2.3のような増幅スペクトルをサイト増幅特性として用いることとした。

表6.2.2 長島ダムサイトでの地震基盤以浅の一次元構造

層 番号	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm^3)
1	30	700	2.00
2	160	1400	2.10
3	940	2400	2.60
4	—	2900	2.60

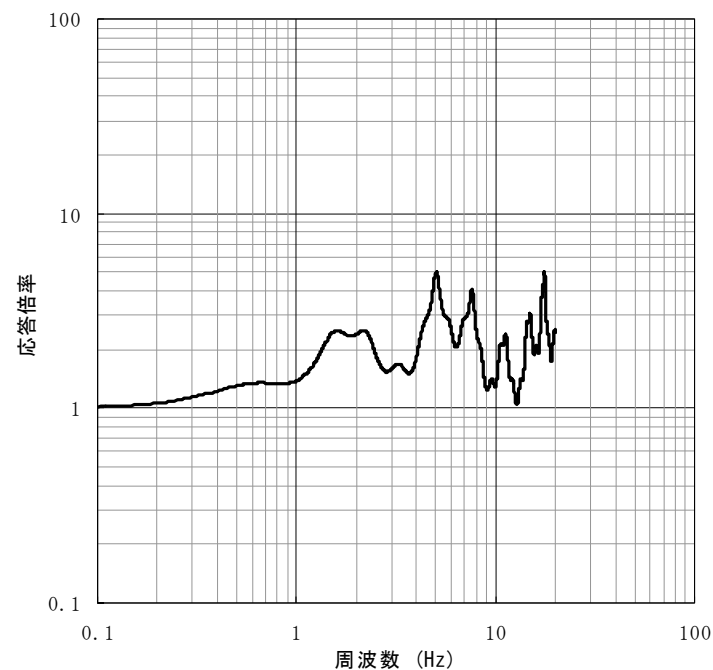


図6.2.3 長島ダムサイトで設定した地震基盤以浅のサイト増幅スペクトル

位相特性については、地震基盤での統計的グリーン関数作成の際に、ランダム位相を与えた後、地震調査研究推進本部の強震動評価^[12]で用いられている次式(6.2.2)～(6.2.4)で与えられる佐藤ほか(1994)^[13]の経時特性モデルを準用した包絡線を掛けている。

$$\begin{aligned}
 E(t) &= \left(\frac{t-t_a}{t_b-t_a} \right)^2 & (t_a \leq t \leq t_b) \\
 E(t) &= 1.0 & (t_b \leq t \leq t_c) \\
 E(t) &= \exp \left(-\frac{\ln 10 \cdot (t-t_c)}{t_d-t_c} \right) & (t_c \leq t \leq t_d)
 \end{aligned} \tag{6.2.2}$$

ここに、

$$\begin{aligned}
 \log(t_b-t_a) &= 0.229M_{JMA} - 1.112 \\
 \log(t_c-t_b) &= 0.433M_{JMA} - 1.936 \\
 \log(t_d-t_c) &= 0.778M_{JMA} - 0.340
 \end{aligned} \tag{6.2.3}$$

なお、気象庁マグニチュード M_{JMA} は、佐藤(1989)^[15]の経験的關係式

$$\log M_0 = 1.5M_{JMA} + 16.2 \tag{6.2.4}$$

を用いる。

以上の設定に基づき作成した長島ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形を図6.2.4に示す。

長島ダムサイトで合成された大地震(中央構造線赤石山地断層帯を震源とする地震)の地震動の時刻歴波形の例を図6.2.5に示す。図6.2.6には、長島ダムサイトで合成された大地震の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)を、アスペリティ分布・破壊開始点を変えた全108ケースについて示す。同図には、全108ケースの合成結果に加え、これらの90%非超過確率スペクトル、照査用下限加速度応答スペクトルを併せて示している。0.25s付近の短周期領域が卓越しているのは、図6.2.3に示したサイト増幅特性の影響である。

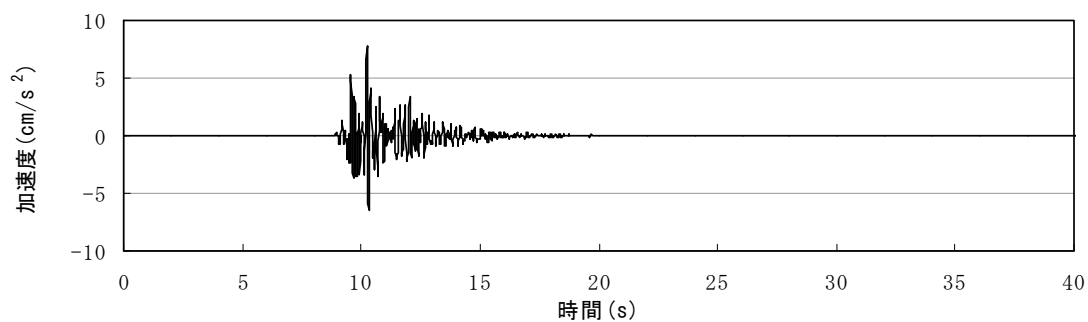
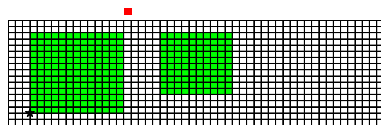
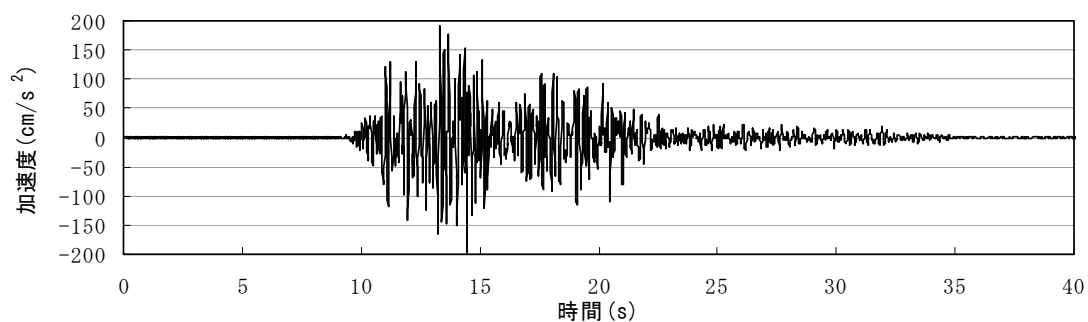


図6.2.4 長島ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形



左図の位置関係のケースの例

図6.2.5 長島ダムサイトで合成された大地震(中央構造線赤石山地断層帯)の地震動の時刻歴波形の例

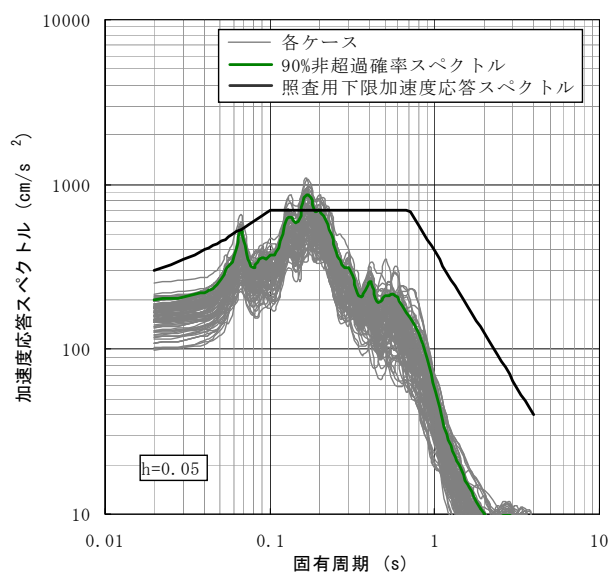


図6.2.6 長島ダムサイトで合成された大地震(中央構造線赤石山地断層帯)の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)

6.2.2 野村ダム

野村ダムは、肱川の上流、愛媛県西予市野村町野村に建設された重力式コンクリートダムで、昭和48年度に工事を開始し、昭和57年3月に完成した(写真6.2.2)^[16]。洪水調節と利水補給を目的としている。堤高 60m, 堤長 300m, 堤体積 254,000m³, 総貯水容量16,000,000m³である^[17]。



写真6.2.2 野村ダム(「ダム便覧」^[17]より引用)

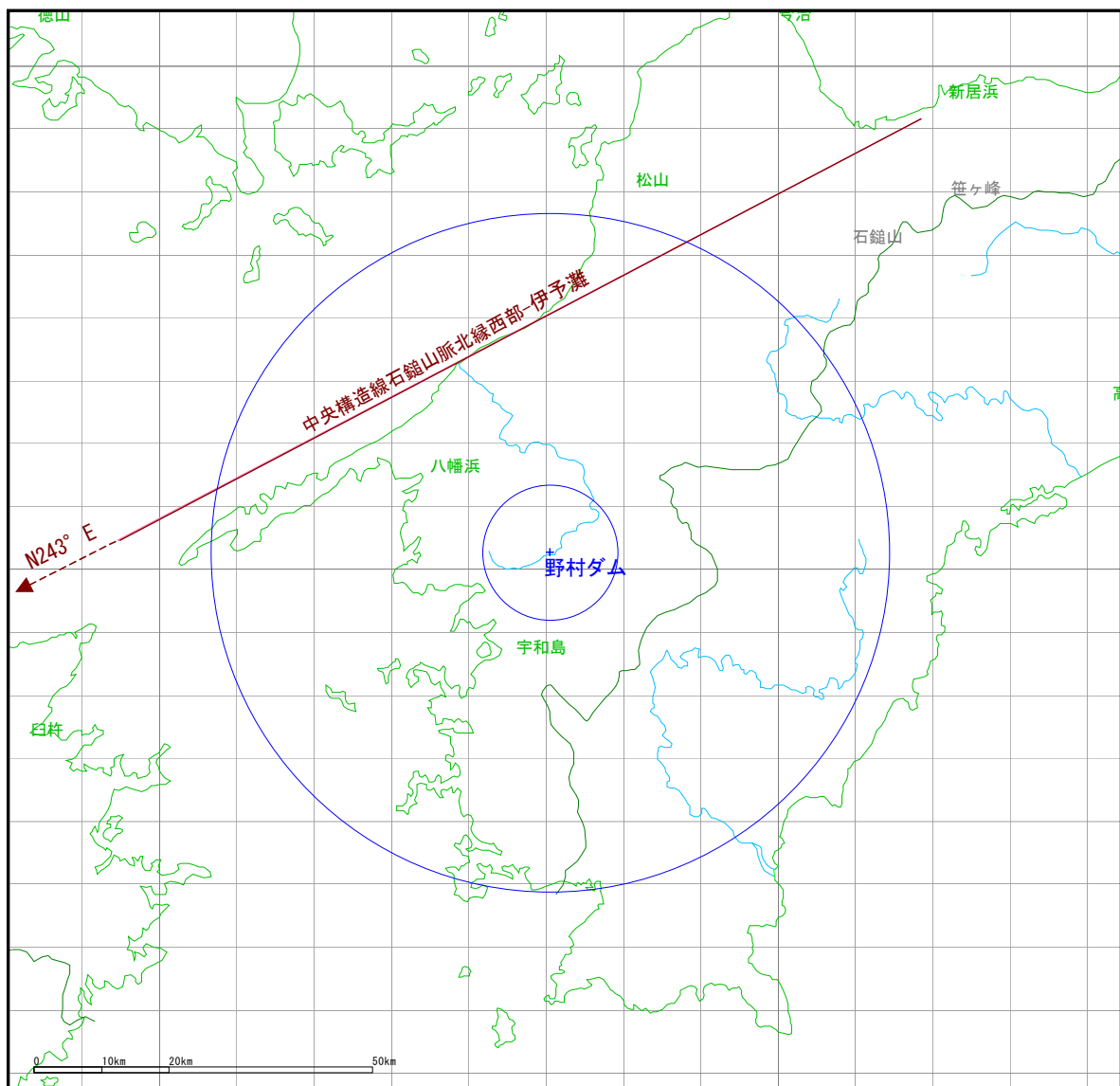
本検討では、野村ダムから約40km北西に位置する、中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘を震源とする地震を想定地震とする。この断層は、地震調査研究推進本部の長期評価の対象である主要活断層帯のひとつである。長期評価^[18]によると今後30年の間に地震が発生する可能性がほぼ0~0.3%と、我が国の活断層の中ではやや高いグループに属すると評価されており、この領域全体が活動すると、マグニチュード(気象庁マグニチュード相当)が8.0程度もしくはそれ以上の地震が発生し、その際に2~3m程度の右横ずれが生じる可能性があるとしている。。

野村ダムでは強震観測が行われているが、得られている波形データは、いずれも安芸灘や伊予灘、豊後水道の深さ40km以上の地震(スラブ内地震と考えられる)によるもので、中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘付近を震源とする内陸地震の記録は得られていないことから、経験的グリーン関数法を適用することができないため、統計的グリーン関数法を適用することとした。

3.3に示した「レシピ」^[7]の手順に基づき、表6.2.3のように震源パラメータを設定した。断層面は、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^[2]で用いられて

いる値を用いている。断層面とダムサイトとの位置関係を図6.2.7に示す。

3.2で述べたように、長大断層の場合、円形破壊面を仮定してアスペリティの等価半径 r を求めることによりアスペリティ全体の面積を求める方法には問題があるため、入倉・三宅(2001)^[11]に従い、アスペリティ全体が断層全体に占める面積の割合は、約22%とした。3個のアスペリティの各々の面積は、地震調査研究推進本部による山崎断層による強震動評価^[19]例(第1アスペリティ:第2アスペリティ:第3アスペリティ=2:1:1)を参考に、本検討での要素断層サイズ(1.5km×1.5km)も考慮して配分した。



2つの円は、ダムからの距離10km、50kmを示す。

図6.2.7 中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘と野村ダムサイトとの位置関係

表6. 2. 3 中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘の震源断層パラメータ

震源特性		設定値	備考		
巨視的震源特性	緯度	133. 23 [deg]	地震調査研究推進本部長期評価、 地震動予測地図報告書より		
	経度	33. 93 [deg]			
	走向 θ	243 [deg]			
	傾斜 δ	90 [deg]			
	長さ L	135 [km]			
	幅 W	12 [km]	W=(H ₁ -H ₂)/sinθ		
	上端深さ d	3 [km]	地震調査研究推進本部 地震動予測地図報告書より		
	断層面積 S	1620. 0 [km ²]	S=LW		
	静的応力降下量 Δσ	3. 10 [MPa]	Fujii and Matsu'ura(2000)		
	地震モーメント M ₀	1. 46E+20 [Nm]	Wells and Coppersmith(1994) S=4. 24×10 ⁻¹¹ M ₀ ^{1/2}		
	モーメントマグニチュードM _W	7. 38	Kanamori(1977) logM ₀ =1. 5M _W +9. 1		
	S波速度 V _s	3. 46 [km/s]			
	微視的震源特性	アスペリティ全体	密度 ρ	2. 70 [g/cm ³]	
剛性率 μ			3. 23E+10 [N/m ²]	μ=ρV _s ²	
平均すべり量 D			2. 8 [m]	M ₀ =ρ・D・S	
断層全体の短周期レベル A			2. 79E+19 [Nm/s ²]	壇ほか(2001) A=2. 46×10 ¹⁷ /M ₀ ^{1/3}	
アスペリティ		第1アスペリティ	全アスペリティの面積 S _a	356. 4 [km ²]	Somerville et al.(1999) S _a =0. 22S
			全アスペリティの平均すべり量 D _a	5. 6 [m]	Somerville et al.(1999) D _a =D×2
			全アスペリティの地震モーメント M _{0a}	6. 42E+19 [Nm]	M _{0a} =μ・D _a ・S _a
			アスペリティの静的応力降下量 Δσ _a	14. 09 [MPa]	Madariaga(1979) Δσ _a =(S/S _a)・Δσ
		第2アスペリティ	アスペリティの面積 S _{a1}	178. 2 [km ²]	推本山崎断層 S _{a1} :S _{a2} :S _{a3} =2:1:1 を参考
			アスペリティの平均すべり量 D _{a1}	7 [m]	D _{a1} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _a
			アスペリティの地震モーメント M _{0a1}	3. 76E+19 [Nm]	M _{0a1} =μ・D _{a1} ・S _{a1}
			アスペリティの実効応力 σ _{a1}	14. 09 [MPa]	σ _{a1} =Δσ _a
		第3アスペリティ	アスペリティの面積 S _{a2}	80. 2 [km ²]	推本山崎断層 S _{a1} :S _{a2} :S _{a3} =2:1:1 を参考
	アスペリティの平均すべり量 D _{a2}		5 [m]	D _{a2} =(γ ₂ /Σγ _i ³)・D _a	
	アスペリティの地震モーメント M _{0a2}		1. 33E+19 [Nm]	M _{0a2} =μ・D _{a2} ・S _{a2}	
	アスペリティの実効応力 σ _{a2}		14. 09 [MPa]	σ _{a2} =Δσ _a	
背景領域	アスペリティの面積 S _{a3}	80. 2 [km ²]	推本山崎断層 S _{a1} :S _{a2} :S _{a3} =2:1:1 を参考		
	アスペリティの平均すべり量 D _{a3}	5 [m]	D _{a2} =(γ ₂ /Σγ _i ³)・D _a		
	アスペリティの地震モーメント M _{0a3}	1. 33E+19 [Nm]	M _{0a2} =μ・D _{a2} ・S _{a2}		
	アスペリティの実効応力 σ _{a3}	14. 09 [MPa]	σ _{a2} =Δσ _a		
その他の震源特性	背景領域	背景領域の面積 S _b	1263. 6 [km ²]	S _b =S-S _a	
		背景領域の平均すべり量 D _b	2 [m]	M _{0b} =μ・D _b ・S _b	
		背景領域の地震モーメント M _{0b}	8. 17E+19 [Nm]	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}	
		背景領域の実効応力 σ _b	2. 37 [MPa]	壇ほか(2002) σ _b =(D _b /W _b)・(π ^{1/2} /D _a)・r・Σγ _i ³ ・σ _a	
		破壊伝播速度 V _r	2. 77 [km/s]	片岡ほか(2003) V _r =0. 8・V _s	
		第1アスペリティのライズタイム tr _{a1}	0. 85 [s]	中村・宮武(2000) 片岡ほか(2003) tr=0. 25・W/Vr	
第2アスペリティのライズタイム tr _{a2}	0. 85 [s]				
第3アスペリティのライズタイム tr _{a3}	0. 85 [s]				
背景領域のライズタイム tr _b	1. 08 [s]				
		高周波遮断周波数 f _{max}	6. 0 [Hz]	鶴来ほか(1997)	

断層破壊のシナリオは、図6. 2. 8のようにアスペリティ分布と破壊開始点を変更した90ケース(=アスペリティ分布 30ケース×破壊開始点 3ケース)を想定した。

伝播経路の減衰特性は、6. 2. 1同様に、地震調査研究推進本部の強震動評価^[12]で用いられている佐藤ほか(1994)^[13]の式(6. 2. 1)を用いた。



図6.2.8 アスぺリティ分布と破壊開始点を変更したケース
(中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘)

サイト増幅特性は重複反射理論により与える。ダムサイトのせん断波速度に関する情報が得られなかったことから、せん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 相当と仮定した。地震基盤以浅の一次元構造は、中央防災会議「東南海・南海地震等に関する専門調査会」^[20]で1kmメッシュ単位で公表されている一次元地盤モデルから、野村ダムの属するメッシュでの地盤モデルに基づき、表6.2.4のように設定し、図6.2.9のような増幅スペクトルをサイト増幅特性として用いることとした。

表6.2.4 野村ダムサイトでの地震基盤以浅の一次元構造

層 番号	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm^3)
1	68	700	1.97
2	55	1400	2.13
3	1123	2400	2.55
4	—	2900	2.62

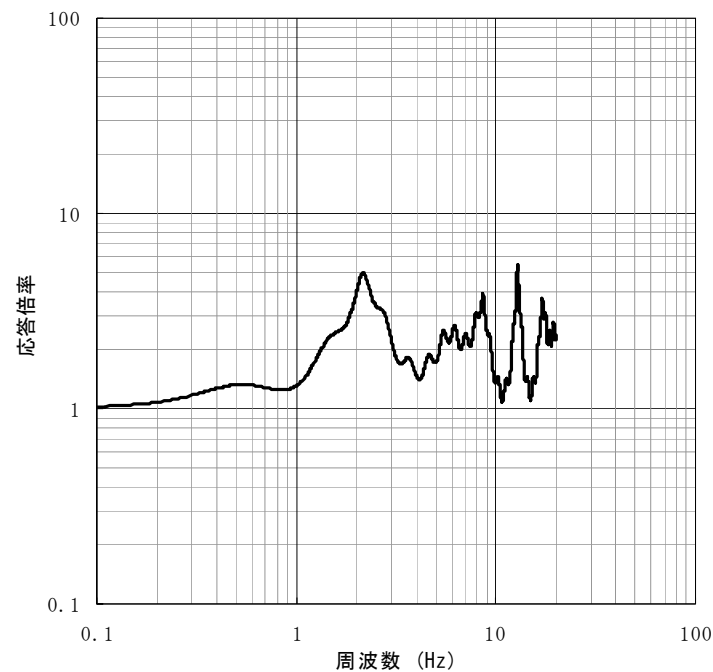


図6.2.9 野村ダムサイトで設定した地震基盤以浅のサイト増幅スペクトル

位相特性についても、6.2.1同様、地震基盤での統計的グリーン関数作成の際に、ランダム位相を与えた後、地震調査研究推進本部の強震動評価^[12]で用いられている式(6.2.2)～(6.2.4)で与えられる佐藤ほか(1994)^[13]の経時特性モデルを準用した包絡線を掛けている。

以上の設定に基づき作成したダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形を図6.2.10に示す。

野村ダムサイトで合成された大地震(中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘)の地震動の時刻歴波形の例を図6.2.11に示す。図6.2.12には、野村ダムサイトで合成された大地震の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)を、アスペリティ分布・破壊開始点を変えた全90ケースについて示す。図には、全90ケースの合成結果に加え、これらの90%非超過確率スペクトル、照査用下限加速度応答スペクトルを併せて示す。0.5s弱の周期帯が卓越しているが、これは、図6.2.9に示したサイト増幅特性の影響である。

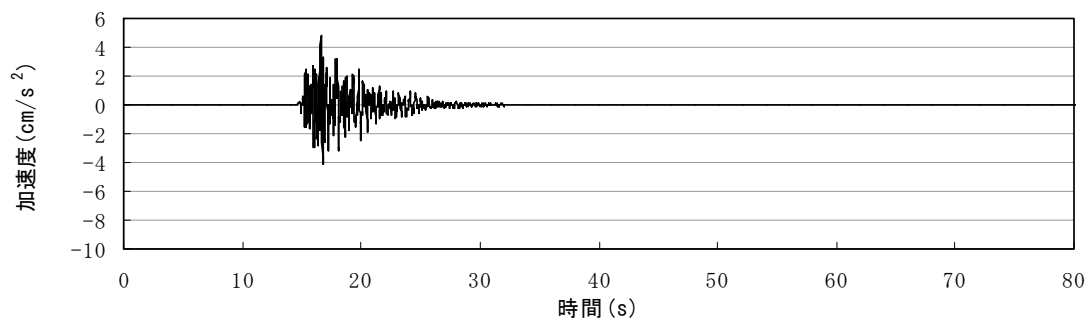
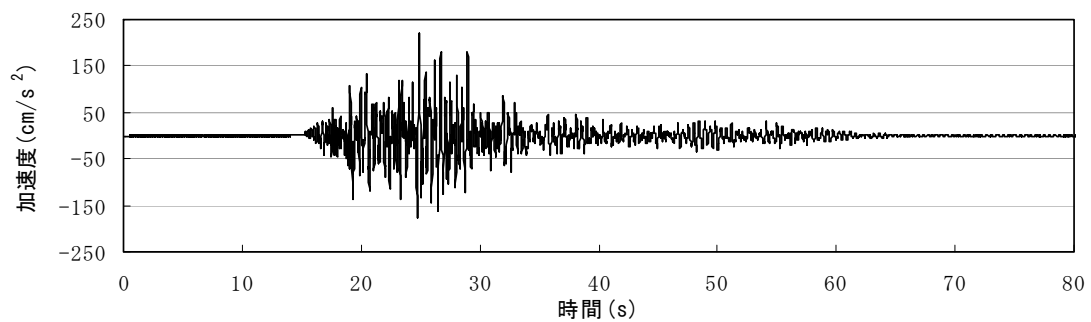


図6.2.10 野村ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形



左図の位置関係のケースの例

図6.2.11 野村ダムサイトで合成された大地震(中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘)の地震動の時刻歴波形の例

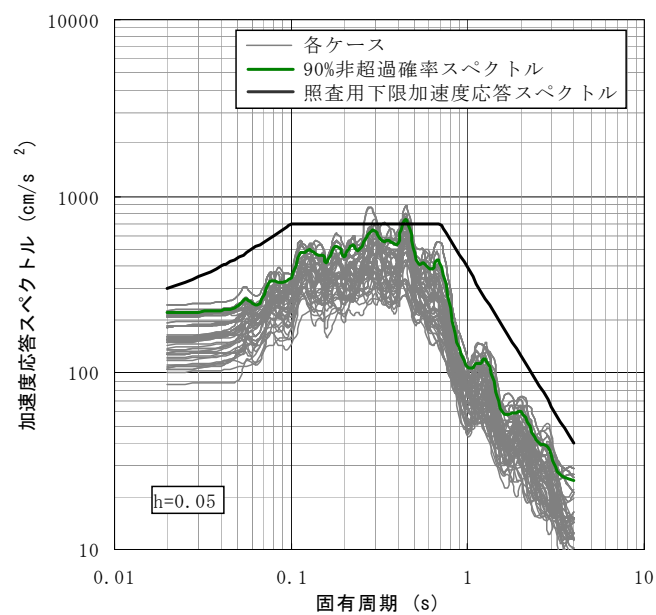


図6.2.12 野村ダムサイトで合成された大地震(中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘)の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)

6.2.3 札内川ダム

札内川ダムは、一級河川十勝川の3大支流のひとつである札内川の上流、北海道河西郡中札内村に建設された重力式コンクリートダムで、平成9年12月にダムの運用を開始した(写真6.2.3)^[21]。洪水調節、水道用水確保、かんがい用水確保、水力発電を目的とする他目的ダムである。堤高 114m, 堤長 300m, 堤体積 770,000m³, 総貯水容量54,000,000m³である^[22]。



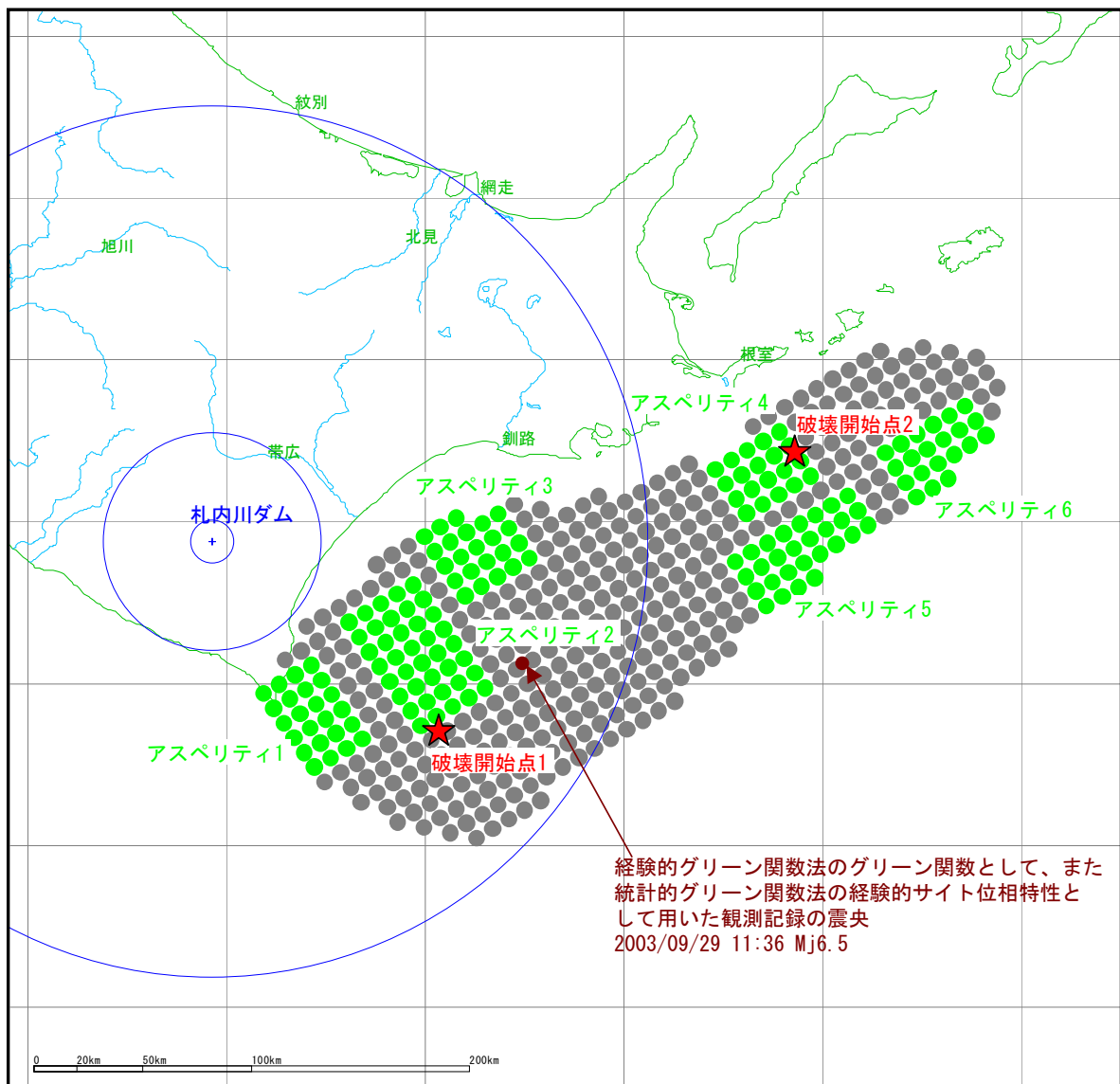
写真6.2.3 札内川ダム(「ダム便覧」^[22]より引用)

本検討では、札内川ダムの南東方向を震源とする海溝型地震である、十勝沖・根室沖の地震(連動)を想定地震とする。地震調査研究推進本部による長期評価^[23]によると、次の十勝沖の地震の今後30年以内の発生確率は0.02~0.5%程度でその規模はM8.1前後、次の根室沖の地震の今後30年以内の発生確率は30~40%程度でその規模はM7.9程度と推定されている。2003年十勝沖地震の発生により、次の根室沖の地震の発生時に十勝沖の領域が連動する可能性は低いと考えられるが、今後根室沖の地震の発生まで十分な時間が経過した場合、十勝沖でのプレート間の歪の蓄積と共に連動の可能性は高まると考えられ、その場合の地震の規模はM8.3程度と推定されている。

札内川ダムでは強震観測が行われており、強震記録が多数蓄積されている。想定地震と同様のメカニズムを有する地震が2003年十勝沖地震の余震で得られていることから、経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法の両方を適用することとした。

3.3に示した「レシピ」^[7]の手順に基づき、表6.2.5のように震源パラメータを設定した。震源断層の各要素は、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^[2]で用いられている値を用いている。震源断層とダムサイトとの位置関係を図6.2.13に示す。図

には、設定したアスペリティ分布と破壊開始点も併せて示す。アスペリティ分布は、内閣府中央防災会議「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」^[24]で行われている十勝沖の地震、根室沖・釧路沖の地震の検討でのアスペリティ位置を参考に設定した。アスペリティの面積の全断層面積に占める割合は約33%であり、石井ほか(2000)^[10]の38%±11%の範囲に入っている。破壊開始点は、上記中央防災会議の十勝沖の地震の破壊開始点、根室沖・釧路沖の地震の破壊開始点の2通り設定した。



2つの円は、ダムからの距離10km、50kmを示す。

図6.2.13 十勝沖・根室沖の地震(連動)の震源断層と札内川ダムサイトとの位置関係

表6.2.5 十勝沖・根室沖の地震(連動)の震源断層パラメータ

震源特性		設定値	備考
巨視的震源特性	緯度	図参照	地震調査研究推進本部長期評価より
	経度		
	走向 θ		
	傾斜 δ		
	長さ L		
	幅 W		
	上端深さ d		
	断層面積 S		
	静的応力降下量 $\Delta\sigma$		
	地震モーメント M_0		
	モーメントマグニチュード M_w		
	S波速度 V_s		
	密度 ρ		
	剛性率 μ		
微視的震源特性	平均すべり量 D	4.71 [m]	$M_0 = \rho \cdot D \cdot S$
	断層全体の短周期レベル A	1.01E+20 [Nm/s ²]	壇ほか(2001) $A = 2.46 \times 10^{17} M_0^{1/3}$
	アスベリティ全体	全アスベリティの面積 S_a	10240 [km ²]
		全アスベリティの平均すべり量 D_a	9.42 [m]
		全アスベリティの地震モーメント M_{0a}	4.47E+21 [Nm]
		アスベリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$	9.21 [MPa]
		アスベリティの面積 S_{a1}	1536 [km ²]
	第1アスベリティ	アスベリティの平均すべり量 D_{a1}	8.76 [m]
		アスベリティの地震モーメント M_{0a1}	6.24E+20 [Nm]
		アスベリティの実効応力 σ_{a1}	9.21 [MPa]
	第2アスベリティ	アスベリティの面積 S_{a2}	2560 [km ²]
		アスベリティの平均すべり量 D_{a2}	11.31 [m]
		アスベリティの地震モーメント M_{0a2}	1.34E+21 [Nm]
		アスベリティの実効応力 σ_{a2}	9.21 [MPa]
	第3アスベリティ	アスベリティの面積 S_{a3}	1472 [km ²]
		アスベリティの平均すべり量 D_{a3}	8.58 [m]
		アスベリティの地震モーメント M_{0a3}	5.85E+20 [Nm]
		アスベリティの実効応力 σ_{a3}	9.21 [MPa]
	第4アスベリティ	アスベリティの面積 S_{a4}	1536 [km ²]
		アスベリティの平均すべり量 D_{a4}	8.76 [m]
		アスベリティの地震モーメント M_{0a4}	6.24E+20 [Nm]
		アスベリティの実効応力 σ_{a4}	9.21 [MPa]
	第5アスベリティ	アスベリティの面積 S_{a5}	1792 [km ²]
		アスベリティの平均すべり量 D_{a5}	9.47 [m]
		アスベリティの地震モーメント M_{0a5}	7.86E+20 [Nm]
		アスベリティの実効応力 σ_{a5}	9.21 [MPa]
	第6アスベリティ	アスベリティの面積 S_{a6}	1344 [km ²]
		アスベリティの平均すべり量 D_{a6}	8.20 [m]
		アスベリティの地震モーメント M_{0a6}	5.10E+20 [Nm]
		アスベリティの実効応力 σ_{a6}	9.21 [MPa]
	背景領域	背景領域の面積 S_b	21184 [km ²]
		背景領域の平均すべり量 D_b	2.43 [m]
		背景領域の地震モーメント M_{0b}	2.39E+21 [Nm]
		背景領域の実効応力 σ_b	1.43 [MPa]
その他の震源特性	破壊伝播速度 V_r	3.14 [km/s]	片岡ほか(2003) $V_r = 0.8 \cdot V_s$
	第1アスベリティのライズタイム tr_{a1}	3.82 [s]	中村・宮武(2000) 片岡ほか(2003) $tr = 0.25 \cdot W/V_r$
	第2アスベリティのライズタイム tr_{a2}	5.09 [s]	
	第3アスベリティのライズタイム tr_{a3}	3.18 [s]	
	第4アスベリティのライズタイム tr_{a4}	2.54 [s]	
	第5アスベリティのライズタイム tr_{a5}	2.54 [s]	
	第6アスベリティのライズタイム tr_{a6}	2.54 [s]	
	背景領域のライズタイム tr_b	5.57 [s]	

(1) 経験的グリーン関数法を適用する場合

まず、経験的グリーン関数法を適用した場合の推定結果を示す。図6.2.14は、経験的グリーン関数として用いた地震(2003/09/29 11:36に発生したM_j6.5の地震)の観測記録である。この地震は、後述する統計的グリーン関数法を適用する場合の経験的サイト位相特性としても用いている。経験的グリーン関数法により合成した、十勝沖・根室沖の地震(連動)の時刻歴波形を図6.2.15に示す。(1)が破壊開始点を1(十勝沖)としたケース、(2)が破壊開始点を2(根室沖)としたケースである(図6.2.13参照)。破壊開始点を1(十勝沖)とする場合、破壊がダムサイトから離れる方向であるため、破壊がダムサイトに向かってくる破壊開始点2(根室沖)の場合より地震波の伝播に要する時間が長くなり、継続時間が長くなっている。応答スペクトルの比較は統計的グリーン関数法を適用する場合と合わせて後ほど示す。

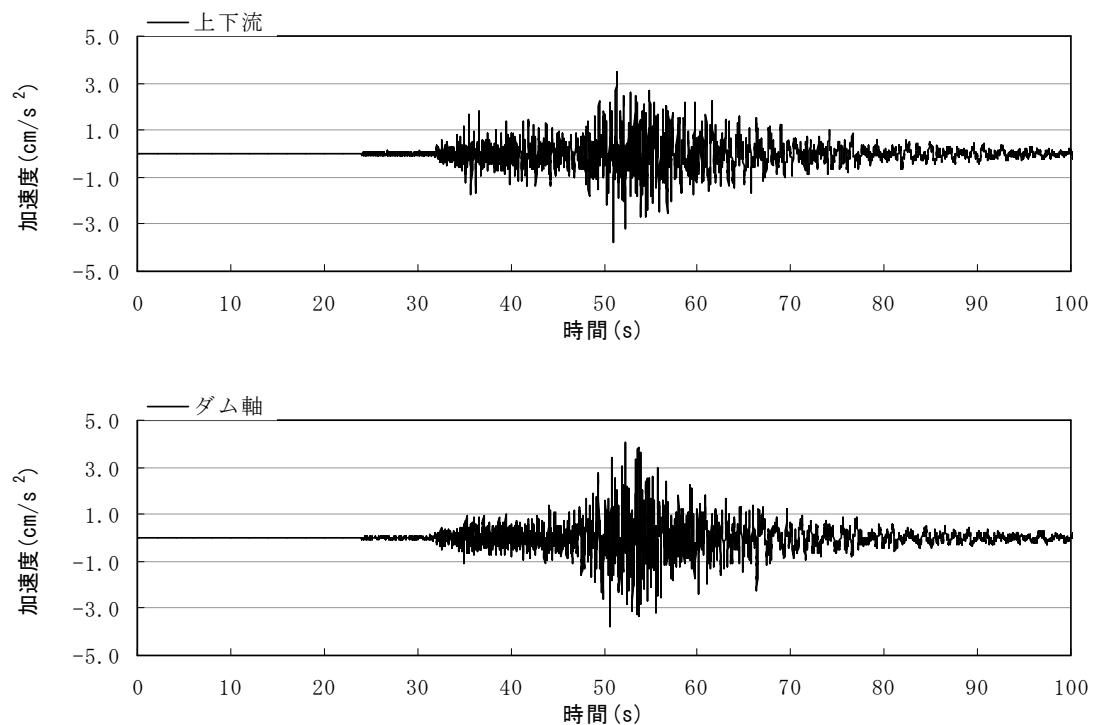
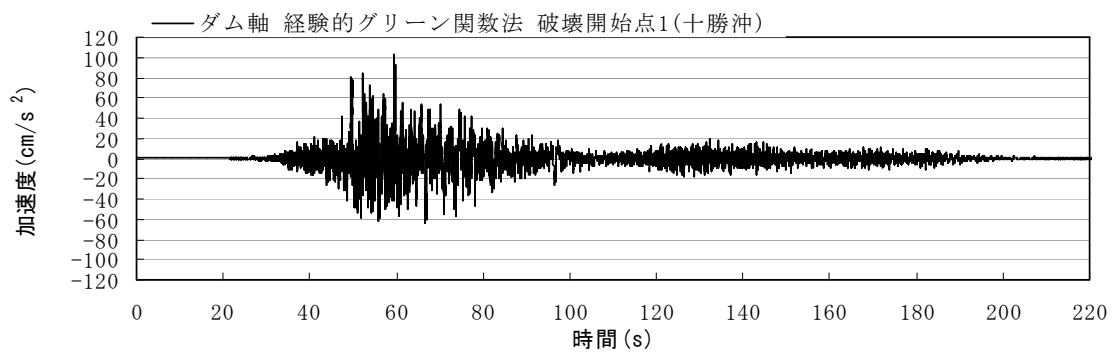
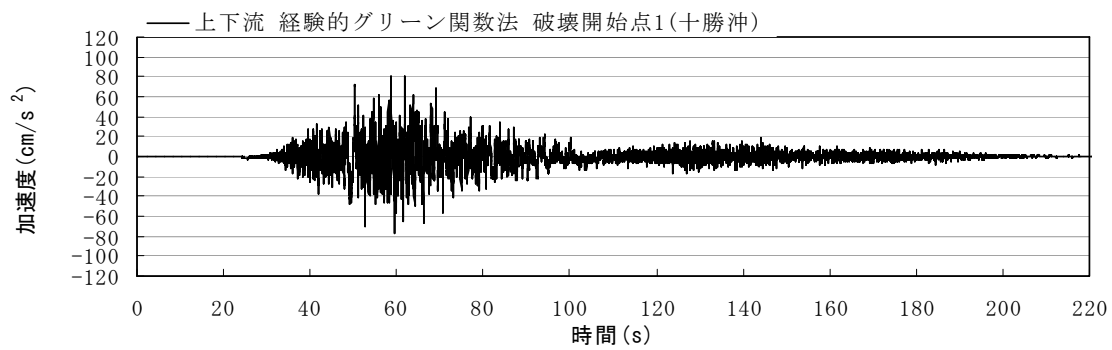
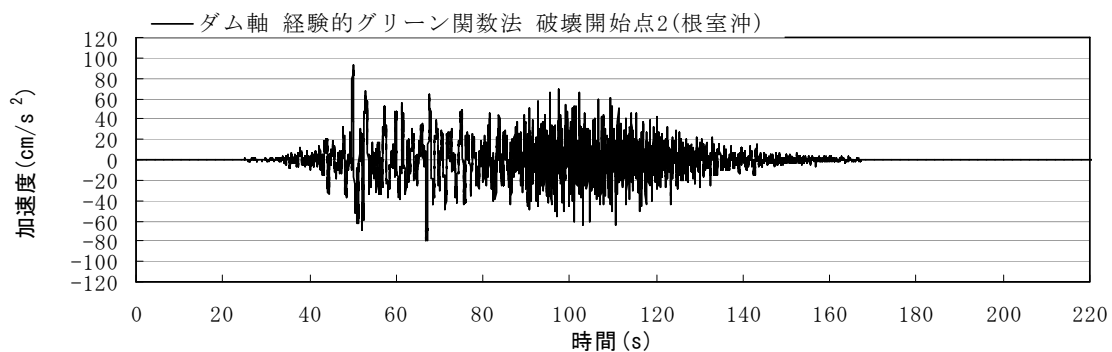
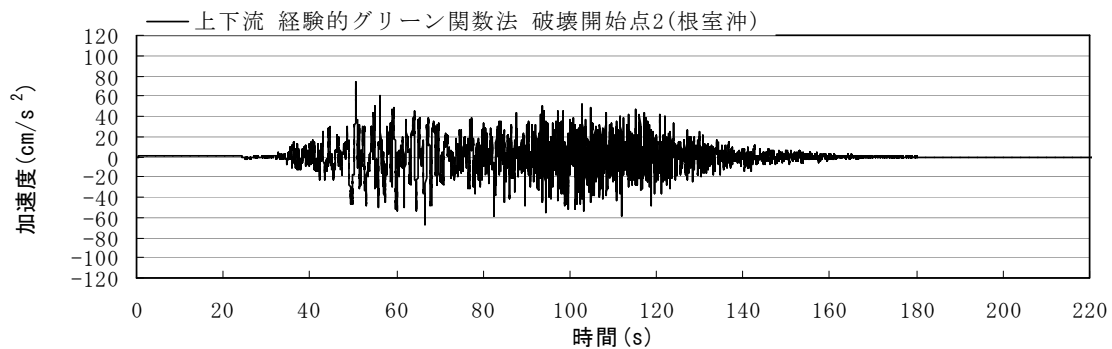


図6.2.14 札内川ダムサイトで経験的グリーン関数として用いた地震
(2003/09/29 11:36に発生したM_j6.5の地震)の観測記録



(1) 破壊開始点1(十勝沖)の場合



(2) 破壊開始点2(根室沖)の場合

図6.2.15 札内川ダムサイトで経験的グリーン関数法により合成された
十勝沖・根室沖の地震(連動)の地震動の時刻歴波形

(2) 統計的グリーン関数法を適用する場合

次に、統計的グリーン関数法を適用した場合について示す。

伝播経路特性を表す周波数依存のQ値は、地域性を考慮し、Sato(2006)^[25]による

$$Q(f) = 154f^{0.91} \quad (6.2.5)$$

とした。

前述のように、札内川ダムサイトでは強震記録が多数蓄積されていることから、ダムサイトで観測されている記録のうち、野津・長尾(2005)^[26]によって震源スペクトルが評価されている地震について、観測記録のフーリエスペクトルを震源スペクトルと伝播経路スペクトルで除すことによって経験的サイト増幅特性を評価したが、図6.2.16のように、ダムの耐震検討にとって重要な数Hzの周波数領域で増幅特性が著しく減衰するスペクトル形状となった。これは、観測記録が構造物の影響を含んでいたり、地震計の計器特性によることなどが考えられるが、工学的に説明がつかないことから、統計的グリーン関数法を用いる場合のサイト増幅特性は6.2.1, 6.2.2同様に重複反射理論により与えることとした。地震基盤以浅の一次元構造は、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」^[24]で1kmメッシュ単位で公表されている一次元地盤モデルから、札内川ダムの属するメッシュの地盤モデルに基づき、表6.2.6のように設定した。図6.2.16の強震記録に基づくサイト増幅特性は上述の理由から用いないが、札内川ダムサイトではサイト増幅特性が非常に小さいと考えられることから、6.2.1, 6.2.2で仮定している700m/sよりは硬く、地震基盤よりは軟らかい、2100m/sをダムサイトでのS波速度と仮定している。この結果、図6.2.17のような増幅スペクトルをサイト増幅特性として用いることとした。

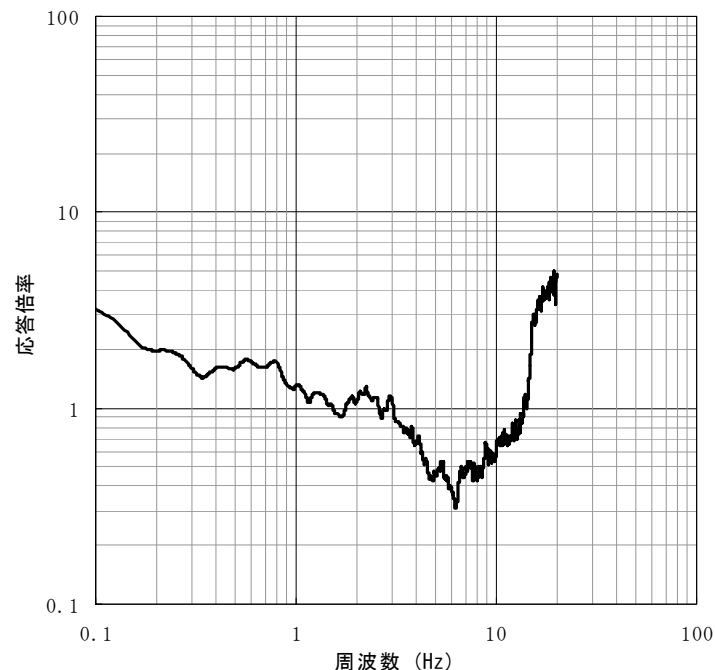


図6.2.16 札内川ダムサイトでの強震記録から求めた地震基盤以浅のサイト増幅スペクトル

表6. 2. 6 札内川ダムサイトでの地震基盤以浅の一次元構造

層 番号	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)
1	308	2100	2. 4
2	—	3000	2. 6

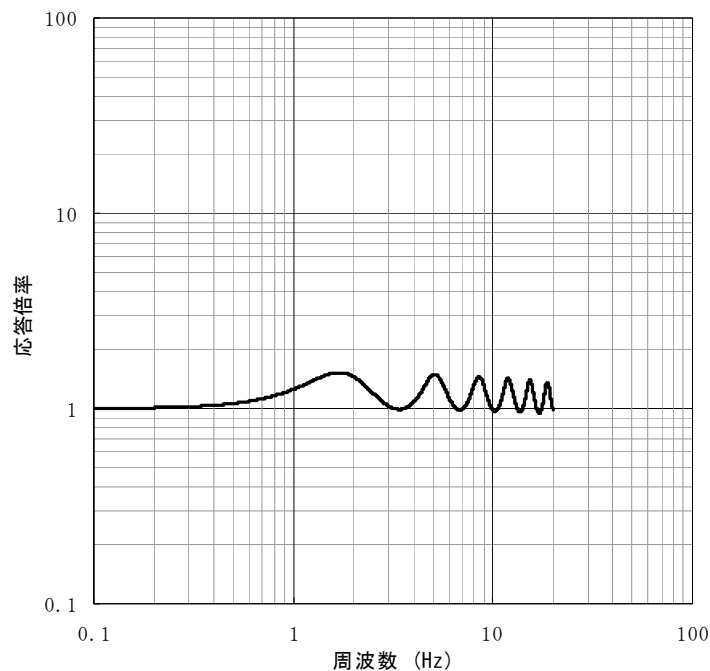


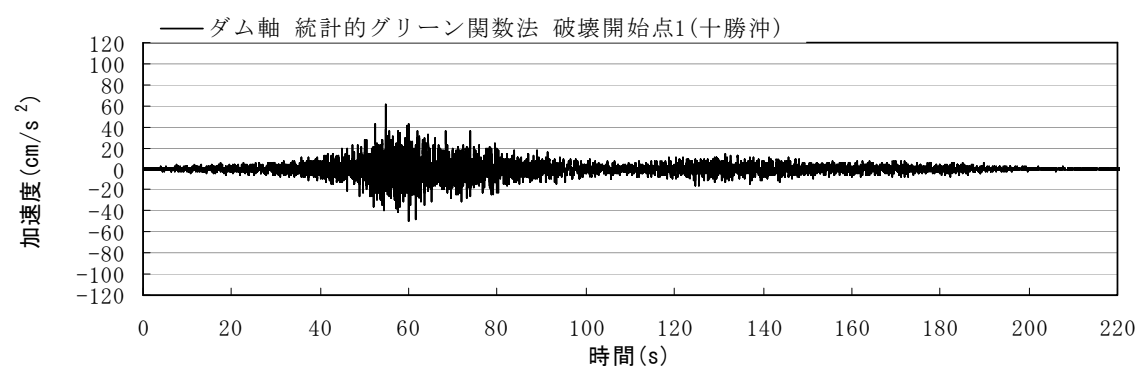
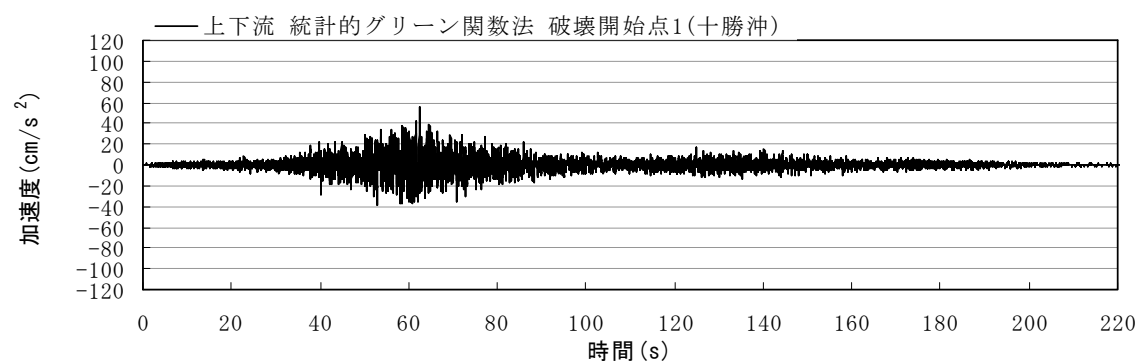
図6. 2. 17 札内川ダムサイトで設定した地震基盤以浅のサイト増幅スペクトル

統計的グリーン関数法を用いる場合の位相特性については、3. 1. 2 (2)で示した、古和田ほか(1998)^[27]や野津ほか(2005)^[28]同様に、図6. 2. 14に示した経験的グリーン関数として用いた地震(2003/09/29 11:36に発生したM_j6. 5の地震)の観測記録を経験的サイト位相特性として用いた。

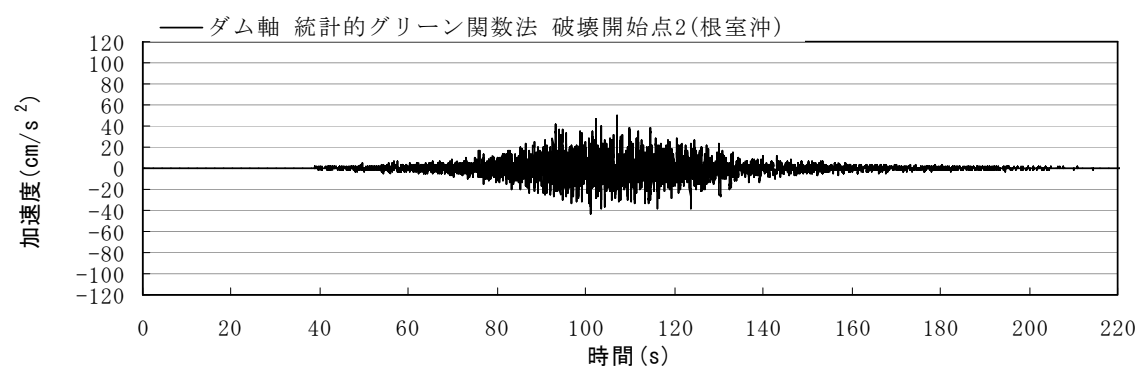
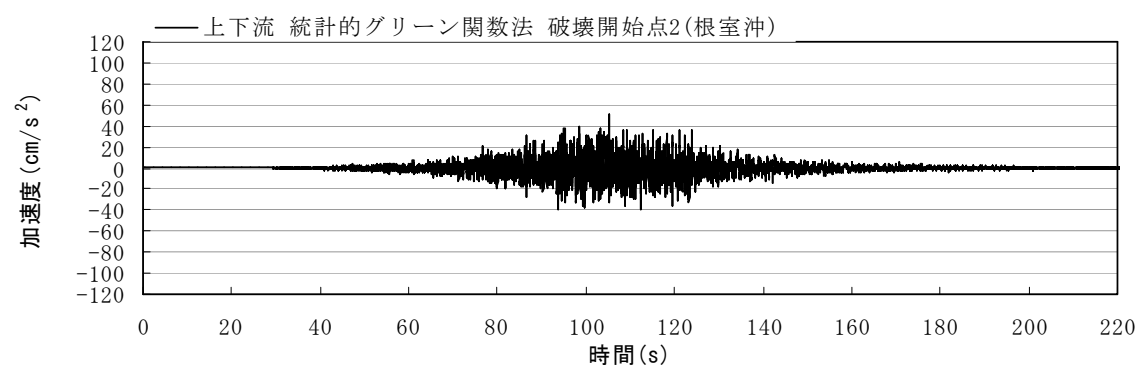
以上の設定に基づき、統計的グリーン関数法により札内川ダムサイトで合成された十勝沖・根室沖の地震(連動)の地震動の時刻歴波形を図6. 2. 18に示す。(1)が破壊開始点を1(十勝沖)としたケース、(2)が破壊開始点を2(根室沖)としたケースである。破壊開始点の相違による継続時間の相違は、経験的グリーン関数法を適用した場合と同様である。

図6. 2. 19に、図6. 2. 15に示した経験的グリーン関数法により合成された十勝沖・根室沖の地震(連動)の地震動、図6. 2. 18に示した統計的グリーン関数法により合成された大地震の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)を示す。同図には、全108ケースの合成結果に加え、照査用下限加速度応答スペクトルを併せて示す。全周期帯にわたって、統計的グリーン関数法を適用した場合のほうが、経験的グリーン関数法を適用した場合より小さくなっており、

特に0.7秒程度以上の長周期領域で顕著である。経験的グリーン関数に含まれるサイト増幅特性と、統計的グリーン関数作成時に設定したサイト増幅特性の相違が表れていると考えられる。

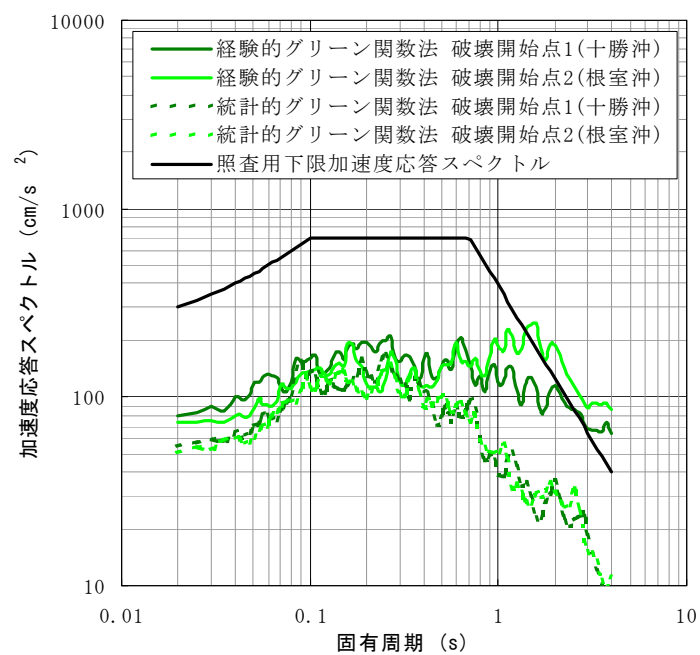


(1) 破壊開始点1(十勝沖)の場合

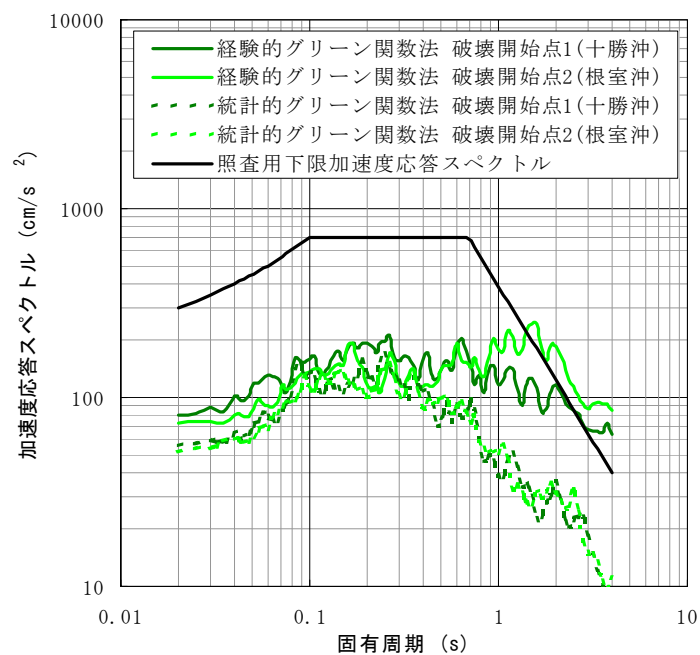


(2) 破壊開始点2(根室沖)の場合

図6.2.18 札内川ダムサイトで統計的グリーン関数法により合成された
十勝沖・根室沖の地震(連動)の地震動の時刻歴波形



(1) 上下流成分



(2) ダム軸成分

図6.2.19 札内川ダムサイトで合成された十勝沖・根室沖の地震(連動)の地震動の
加速度応答スペクトル(減衰5%)

6.3 ロックフィルダム

6.3.1 セケ宿ダム

セケ宿ダムは、阿武隈川水系白石川の宮城県刈田郡セケ宿町に建設されたロックフィルダムで、平成3年に完成した(写真6.3.1)^[29]。洪水調節、流水の正常な機能維持、かんがい用水・水道用水・工業用水の補給などを目的とする他目的ダムである。堤高 90m, 堤長 565m, 堤体積 5,201,000m³, 総貯水容量109,000,000m³である^[30]。



写真6.3.1 セケ宿ダム(「ダム便覧」^[30]より引用)

本検討では、セケ宿ダムのほぼ直下に位置する、福島盆地西縁断層帯を震源とする地震を想定地震とする。この断層は、地震調査研究推進本部の長期評価の対象である主要活断層帯のひとつである。長期評価^[31]によると今後30年の間に地震が発生する可能性がほぼ0%であるが、この領域が活動すると、マグニチュード(気象庁マグニチュード相当)7.8程度の地震が発生し、その際に断層の近傍の地表面では北西側が南東側に対して相対的に約4～5m高まる段差や、撓みが生じる可能性がある2～3m程度の右横ずれが生じる可能性があるとされている。

セケ宿ダムでは強震観測が行われているが、これまでに記録されているほとんどのデータは、宮城県～福島県沖で発生した地震のものであり、福島盆地西縁断層帯付近を震源とする内陸地震の記録は得られていないことから、経験的グリーン関数法を適用することができないため、統計的グリーン関数法を適用することとした。

3.3に示した「レシピ」^[7]の手順に基づき、表6.3.1のように震源パラメータを設定した。

断層面は、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^[2]で用いられている値を用いている。断層面とダムサイトとの位置関係を図6.3.1に示す。

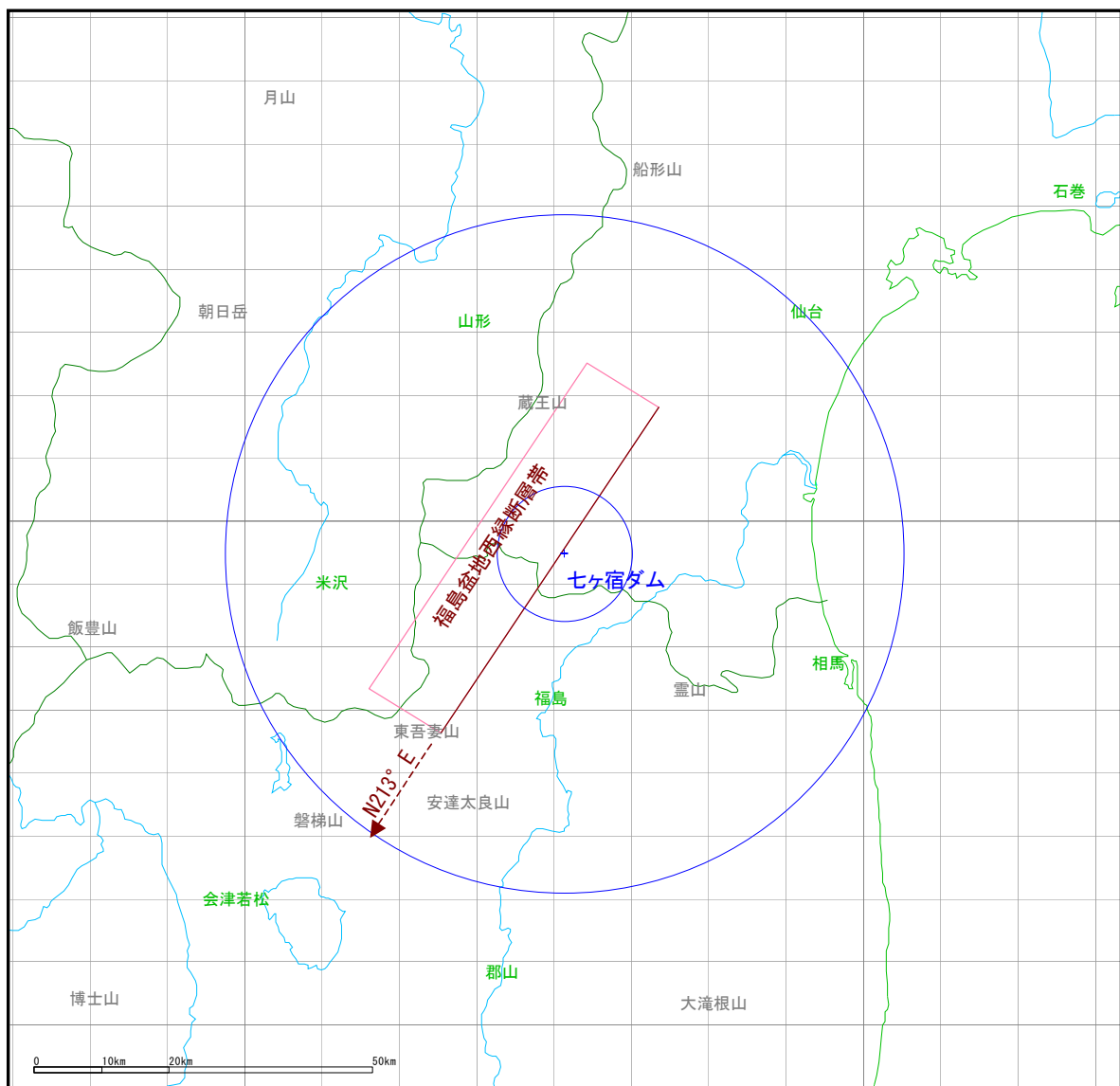


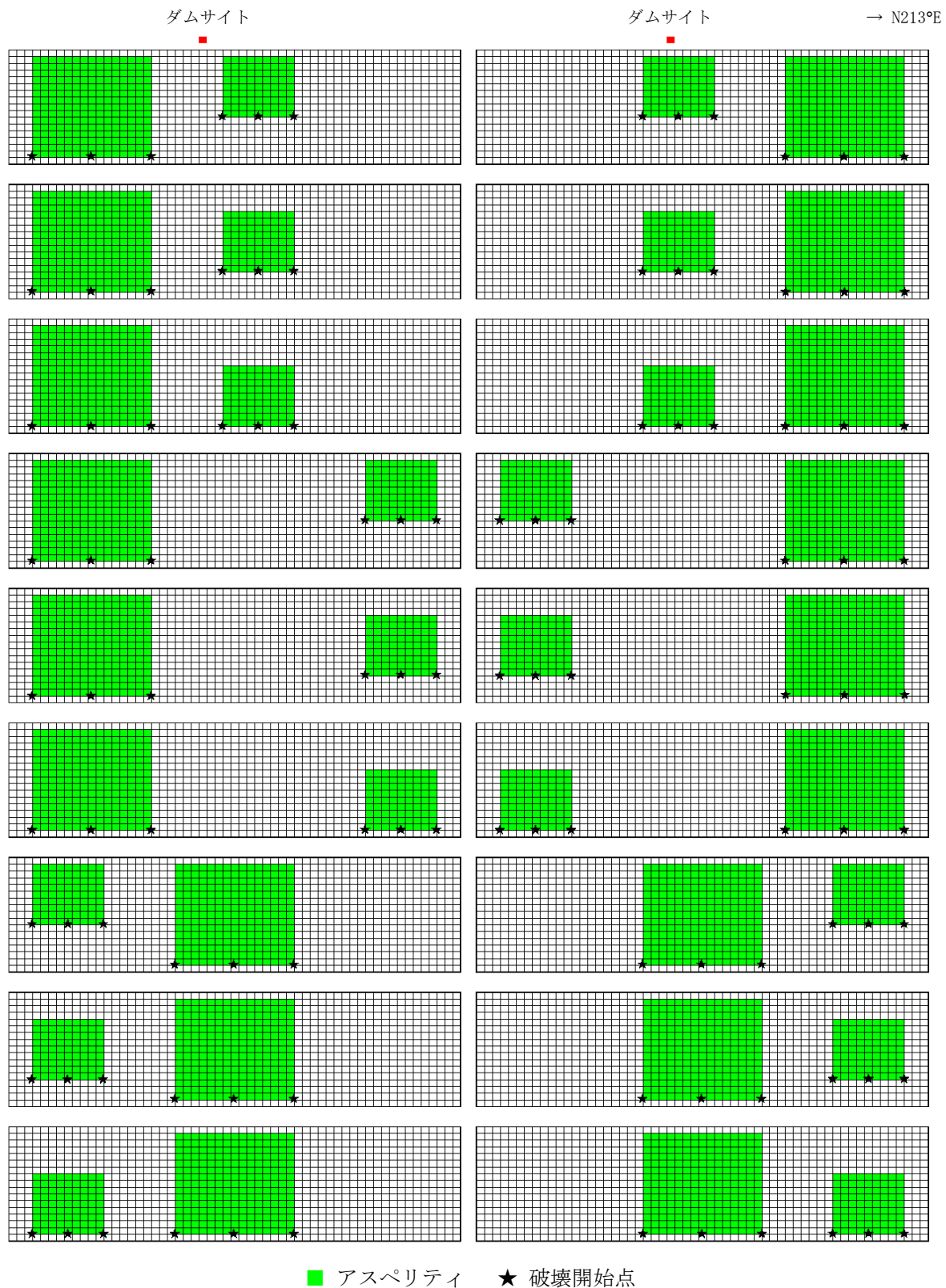
図6.3.1 福島盆地西縁断層帯と七ヶ宿ダムサイトとの位置関係

表6.3.1 福島盆地西縁断層帯の震源断層パラメータ

震源特性		設定値	備考
巨視的震源特性	緯度	140.67 [deg]	地震調査研究推進本部長期評価、 地震動予測地図報告書より
	経度	38.15 [deg]	
	走向 θ	213 [deg]	
	傾斜 δ	45 [deg]	
	長さ L	57 [km]	
	幅 W	17 [km]	$W=(H_1-H_2)/\sin\theta$
	上端深さ d	3 [km]	地震調査研究推進本部 地震動予測地図報告書より
	断層面積 S	969 [km ²]	$S=LW$
	静的応力降下量 $\Delta\sigma$	4.22 [MPa]	Boatwright(1988)
	地震モーメント M_0	5.22E+19 [Nm]	Wells and Coppersmith(1994) $S=4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$
	モーメントマグニチュード M_W	7.08	Kanamori(1977) $\log M_0=1.5M_W+9.1$
	S波速度 V_s	3.46 [km/s]	
	密度 ρ	2.70 [g/cm ³]	
	剛性率 μ	3.23E+10 [N/m ²]	$\mu=\rho V_s^2$
微視的震源特性	平均すべり量 D	1.7 [m]	$M_0=\rho \cdot D \cdot S$
	断層全体の短周期レベル A	1.98E+19 [Nm/s ²]	壇ほか(2001) $A=2.46 \times 10^{17} M_0^{1/3}$
	アスペリティ全体	全アスペリティの面積 S_a	307 [km ²]
		全アスペリティの平均すべり量 D_a	3.3 [m]
		全アスペリティの地震モーメント M_{0a}	3.31E+19 [Nm]
	第1アスペリティ	アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$	13.33 [MPa]
		アスペリティの面積 S_{a1}	223 [km ²]
		アスペリティの平均すべり量 D_{a1}	3.9 [m]
	第2アスペリティ	アスペリティの地震モーメント M_{0a1}	2.69E+19 [Nm]
		アスペリティの実効応力 σ_{a1}	13.33 [MPa]
		アスペリティの面積 S_{a2}	42 [km ²]
	背景領域	アスペリティの平均すべり量 D_{a2}	1.7 [m]
		アスペリティの地震モーメント M_{0a2}	6.17E+18 [Nm]
		アスペリティの実効応力 σ_{a2}	13.33 [MPa]
	背景領域	背景領域の面積 S_b	662 [km ²]
		背景領域の平均すべり量 D_b	0.9 [m]
		背景領域の地震モーメント M_{0b}	1.92E+19 [Nm]
	その他の震源特性	背景領域の実効応力 σ_b	2.81 [MPa]
		破壊伝播速度 V_r	2.77 [km/s]
		第1アスペリティのライズタイム tr_{a1}	1.35 [s]
	その他の震源特性	第2アスペリティのライズタイム tr_{a2}	0.83 [s]
		背景領域のライズタイム tr_b	1.54 [s]
	高周波遮断周波数 f_{max}		6.0 [Hz]

断層破壊のシナリオは、図6.3.2のようにアスペリティ分布と破壊開始点を変更した108ケース(=アスペリティ分布 18ケース×破壊開始点 6ケース)を想定した。

伝播経路の減衰特性は、6.2.1、6.2.2同様に、地震調査研究推進本部の強震動評価^[12]で用いられている佐藤ほか(1994)^[13]の式(6.2.1)を用いた。



アスぺリティ分布 18ケース × 破壊開始点 6ケース = 計 108ケース

図6.3.2 アスぺリティ分布と破壊開始点を変更したケース（福島盆地西縁断層帯）

サイト増幅特性は重複反射理論により与える。ダムサイトのせん断波速度に関する情報が得られなかったことから、せん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 相当と仮定した。地震基盤以浅の一次元構造は、地震調査研究推進本部による宮城県沖地震の強震動評価^[32]で用いられている地盤モデルに基づき、表6.3.2のように設定し、図6.3.3のような増幅スペクトルをサイト増幅特性として用いることとした。

表6.3.2 セヶ宿ダムサイトでの地震基盤以浅の一次元構造

層 番号	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm^3)
1	60	700	1.96
2	400	1000	2.10
3	700	1500	2.31
4	—	3000	2.61

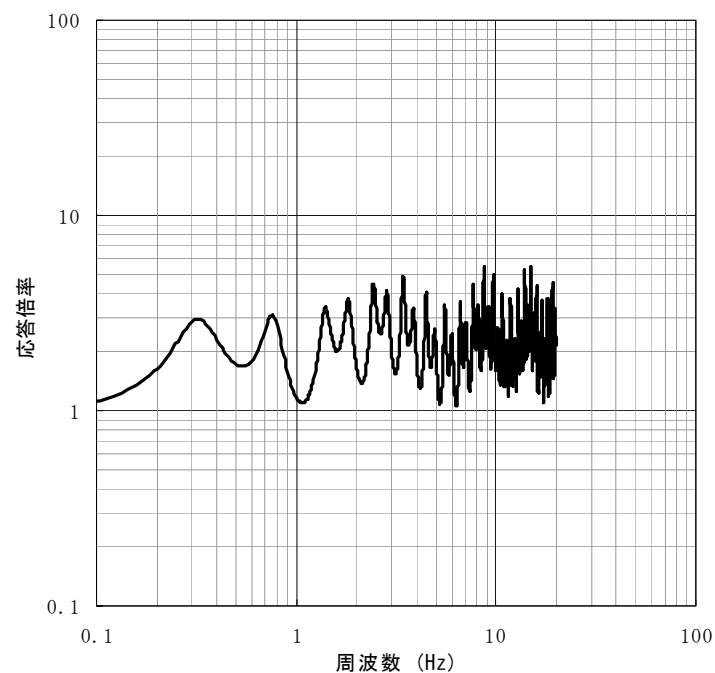


図6.3.3 セヶ宿ダムサイトで設定した地震基盤以浅のサイト増幅スペクトル

位相特性についても、6.2.1, 6.2.2と同様に、地震基盤での統計的グリーン関数作成の際に、ランダム位相を与えた後、地震調査研究推進本部の強震動評価^[12]で用いられている式(6.2.2)～(6.2.4)で与えられる佐藤ほか(1994)^[13]の経時特性モデルを準用した包絡線を掛けている。

以上の設定に基づき作成した七ヶ宿ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形を図6.3.4に示す。

七ヶ宿ダムサイトで合成された大地震(福島盆地西縁断層帯)の地震動の時刻歴波形の例を図6.3.5に示す。また、図6.3.6には、アスペリティの分布と破壊開始点を変えた全108ケースについて、七ヶ宿ダムサイトで合成された大地震の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)を示す。図には、全108ケースの合成結果に加え、これらの90%非超過確率スペクトル、照査用下限加速度応答スペクトルを併せて示す。ダムサイトが設定した断層面のほぼ直上に位置することから、合成された地震動は照査用下限加速度応答スペクトルを上回るものとなっている。推定精度を向上させるためには、700m/sと仮定しているダムサイトでのS波速度を、強震記録やボーリングデータ等に基づいて評価する必要があると考えられる。

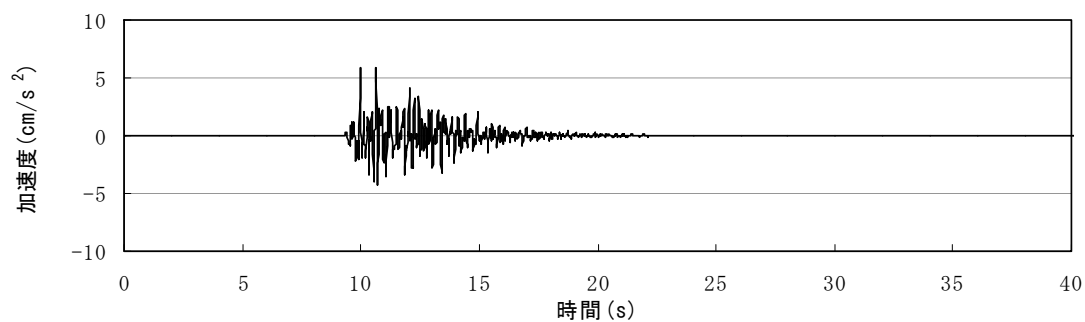
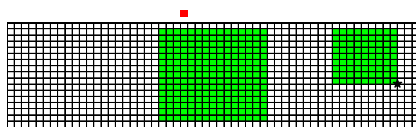
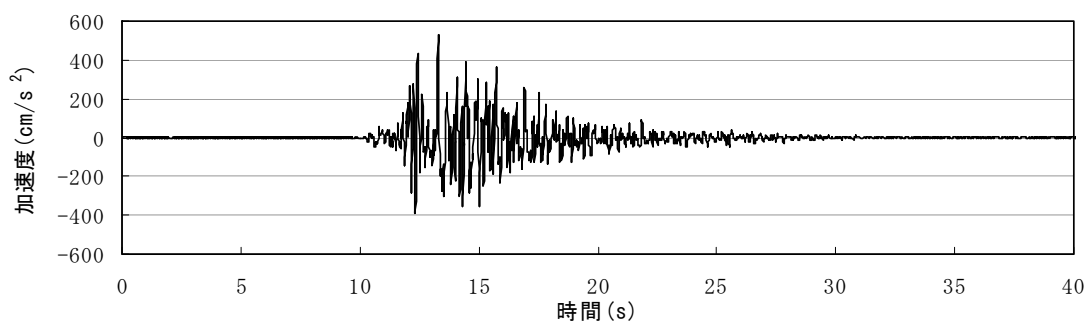


図6.3.4 セヶ宿ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形



左図の位置関係のケースの例

図6.3.5 セヶ宿ダムサイトで合成された大地震(福島盆地西縁断層帯)の地震動の時刻歴波形の例

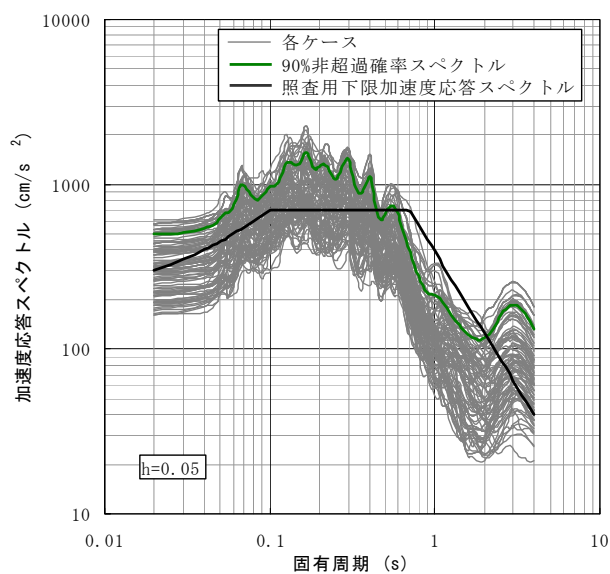


図6.3.6 セヶ宿ダムサイトで合成された大地震(福島盆地西縁断層帯)の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)

6.3.2 手取川ダム

手取川ダムは、手取川水系手取川の、石川県白山市東二口地先に建設されたロックフィルダムで、昭和49年に工事着手し、6年の歳月をかけ、昭和55年に完成した(写真6.3.2)^[33]。治水、都市用水の供給、発電を目的とした手取川総合開発事業の一環として建設された日本最大級のロックフィルダムである。堤高 153m, 堤長 420m, 堤体積 10,050,000m³, 総貯水容量231,000,000m³である^[34]。



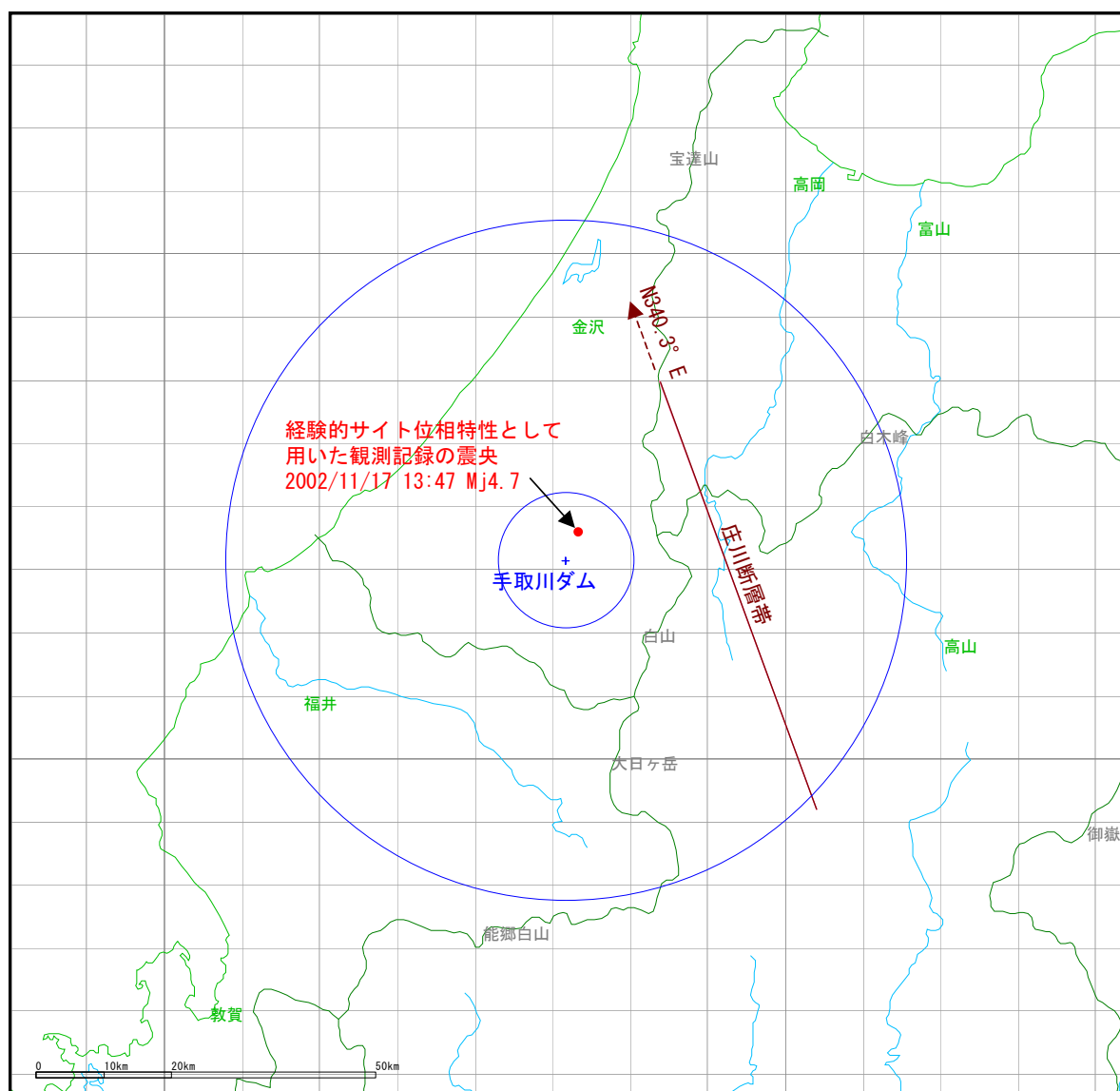
写真6.3.2 手取川ダム(「ダム便覧」^[34]より引用)

本検討では、手取川ダムから約20km東に位置する、庄川断層帯を震源とする地震を想定地震とする。この断層は、地震調査研究推進本部の長期評価の対象である主要活断層帯のひとつである。長期評価^[35]によると今後30年の間に地震が発生する可能性がほぼ0%であるが、この領域が活動すると、マグニチュード(気象庁マグニチュード相当)が7.9程度の地震が発生し、その際に5m程度の左横ずれが生じる可能性があるとされている。

手取川ダムでは強震観測が行われているが、強震記録の蓄積が少なく、経験的グリーン関数として用いる適切な強震記録が得られていないため、統計的グリーン関数法を適用することとした。

3.3に示した「レシピ」^[7]の手順に基づき、表6.3.3のように震源パラメータを設定した。断層面は、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^[2]で用いられている値を用いている。断層面とダムサイトとの位置関係を図6.3.7に示す。断層面とダムサイトとの位置関係を図6.3.2に示す。長大断層の場合、円形破壊面を仮定してアスペリティの等価半径 r を求めてアスペリティ全体の面積を求める方法には問題があるため、入倉・三宅(2001)^[11]に従い、アスペリティ全体が断層全体に占める面積の割合は、約22%とした。2個

のアスペリティへの面積の配分は、レシピでは入倉・三宅(2001)^[11]の16:6または石井ほか(2000)^[10]の2:1となっているが、本検討では、1km×1kmとした要素断層の大きさとの兼ね合いで誤差が小さくなる入倉・三宅(2001)^[11]の16:6を用いた。



2つの円は、ダムからの距離10km、50kmを示す。

図6. 3. 7 庄川断層帯と手取川ダムサイトとの位置関係

表6.3.3 庄川断層帯の震源断層パラメータ

震源特性		設定値	備考	
巨視的震源特性	緯度	137.050 [deg]	地震調査研究推進本部長期評価、 地震動予測地図報告書より	
	経度	35.933 [deg]		
	走向 θ	340.3 [deg]		
	傾斜 δ	90.0 [deg]		
	長さ L	67 [km]	$W = (H_d - H_s) / \sin \theta$	
	幅 W	12 [km]		
	上端深さ d	3 [km]	地震調査研究推進本部 地震動予測地図報告書より	
	断層面積 S	804 [km ²]	$S = LW$	
	静的応力降下量 $\Delta \sigma$	3.10 [MPa]	Fujii and Matsu'ura(2000)	
	地震モーメント M_0	3.60E+19 [Nm]	Wells and Coppersmith(1994) $S = 4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$	
	モーメントマグニチュード M_w	7.0	Kanamori(1977) $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$	
	S波速度 V_s	3.46 [km/s]	地震調査研究推進本部 森本・富樫断層帯の強震動評価より	
	密度 ρ	2.70 [g/cm ³]	地震調査研究推進本部 森本・富樫断層帯の強震動評価より	
	剛性率 μ	3.23E+10 [N/m ²]	$\mu = \rho V_s^2$	
平均すべり量 D	1.38 [m]	$M_0 = \rho \cdot D \cdot S$		
断層全体の短周期レベル A	1.75E+19 [Nm/s ²]	壇ほか(2001) $A = 2.46 \times 10^{17} M_0^{1/3}$		
微視的震源特性	アスベリティ全体	全アスベリティの面積 S_a	179 [km ²]	Somerville et al.(1999) $S_a \cong 0.22S$
		全アスベリティの平均すべり量 D_a	2.77 [m]	Somerville et al.(1999) $D_a = D \times 2$
		全アスベリティの地震モーメント M_{0a}	1.60E+19 [Nm]	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$
		アスベリティの静的応力降下量 $\Delta \sigma_a$	13.92 [MPa]	Madariaga(1979) $\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma$
	第1アスベリティ	アスベリティの面積 S_{a1}	130 [km ²]	入倉・三宅(2001) $S_1:S_2 \cong 16:6$
		アスベリティの平均すべり量 D_{a1}	3.13 [m]	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$
		アスベリティの地震モーメント M_{0a1}	1.30E+19 [Nm]	$M_{0a1} = \mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$
		アスベリティの実効応力 σ_{a1}	13.92 [MPa]	$\sigma_{a1} = \Delta \sigma_a$
	第2アスベリティ	アスベリティの面積 S_{a2}	49 [km ²]	入倉・三宅(2001) $S_1:S_2 \cong 16:6$
		アスベリティの平均すべり量 D_{a2}	1.93 [m]	$D_{a2} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$
		アスベリティの地震モーメント M_{0a2}	3.01E+18 [Nm]	$M_{0a2} = \mu \cdot D_{a2} \cdot S_{a2}$
		アスベリティの実効応力 σ_{a2}	13.92 [MPa]	$\sigma_{a2} = \Delta \sigma_a$
	背景領域	背景領域の面積 S_b	625 [km ²]	$S_b = S - S_a$
		背景領域の平均すべり量 D_b	0.98 [m]	$M_{0b} = \mu \cdot D_b \cdot S_b$
背景領域の地震モーメント M_{0b}		1.99E+19 [Nm]	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	
背景領域の実効応力 σ_b		3.35 [MPa]	壇ほか(2002) $\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	
その他の震源特性	破壊伝播速度 V_f	2.77 [km/s]	片岡ほか(2003) $V_f = 0.8 \cdot V_s$	
	第1アスベリティのライズタイム tr_{a1}	0.90 [s]	中村・宮武(2000) 片岡ほか(2003)	
	第2アスベリティのライズタイム tr_{a2}	0.63 [s]	$tr = 0.25 \cdot W/Vr$	
	背景領域のライズタイム tr_b	1.08 [s]		
	高周波遮断周波数 f_{max}	8.5 [Hz]	香川ほか(2003)	

断層破壊のシナリオは、図6.3.8のようにアスペリティ分布と破壊開始点を変更した108ケース(=アスペリティ分布 18ケース×破壊開始点 6ケース)を想定した。

伝播経路の周波数依存のQ値は、地域性を考慮し、佐藤(2006)^[36]による

$$Q(f) = 30f^{1.40} \quad (6.3.1)$$

とした。



アスペリティ分布 18ケース × 破壊開始点 6ケース = 計 108ケース

図6.3.8 アスペリティ分布と破壊開始点を変更したケース(庄川断層帯)

全国の港湾、防災科研K-NET, KiK-net観測点についてのサイト増幅特性は、野津・長尾(2005)^[26]によってスペクトルインバージョンによって評価されており、デジタルデータも公表されているため、これを活用する。手取川ダムサイトと、図6.3.9に示すダムサイトから約10km離れた防災科研K-NET白峰観測点(ISK013)とで共通して観測されている地震の記録を比較し、9地震の手取川ダムサイト/K-NET白峰観測点(ISK013)のフーリエスペクトル比の平均を、野津・長尾(2005)^[26]により評価されているK-NET白峰観測点(ISK013)での経験的サイト増幅特性に乗じることで、図6.3.10に示す手取川ダムサイトでのサイト増幅特性とした。

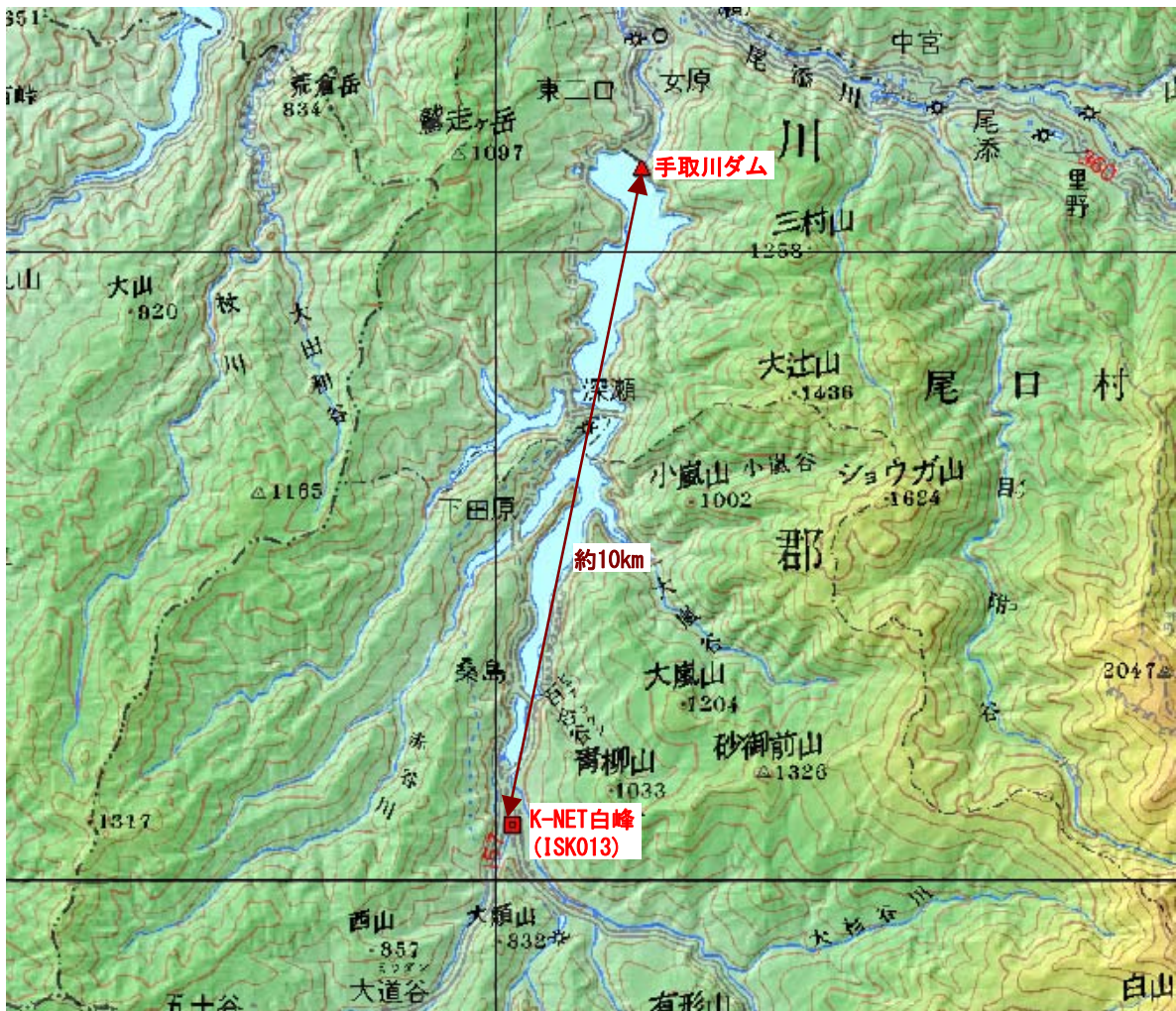


図6.3.9 手取川ダムとK-NET白峰観測点(ISK013)との位置関係

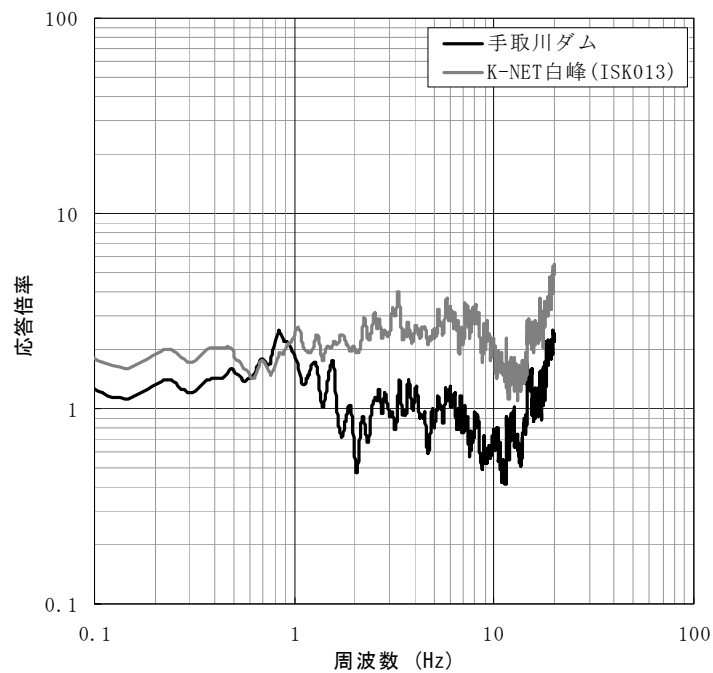


図6.3.10 手取川ダムサイトで設定した経験的サイト増幅特性

経験的サイト位相特性に用いるダムサイトでの強震記録としては、想定地震と到来方向が類似しており、震源距離が小さな地震(2002/11/17 13:47に発生した M_J 4.7の地震、図6.3.7参照)の強震記録を用いた。この記録を図6.3.11に示す。

以上の設定に基づき作成した手取川ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形を図6.3.12に示す。

手取川ダムサイトで合成された大地震(庄川断層帯)の地震動の時刻歴波形の例を図6.3.13に示す。図6.3.14には、手取川ダムサイトで合成された大地震の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)を、アスペリティ分布・破壊開始点を変えた全108ケースについて示す。図には、全108ケースの合成結果に加え、これらの90%非超過確率スペクトル、照査用下限加速度応答スペクトルを併せて示している。手取川ダムサイトは、図6.3.10に示したようにサイト増幅がほとんどない堅固な岩盤であると考えられ、合成された地震動は照査用下限加速度応答スペクトルを下回っている。

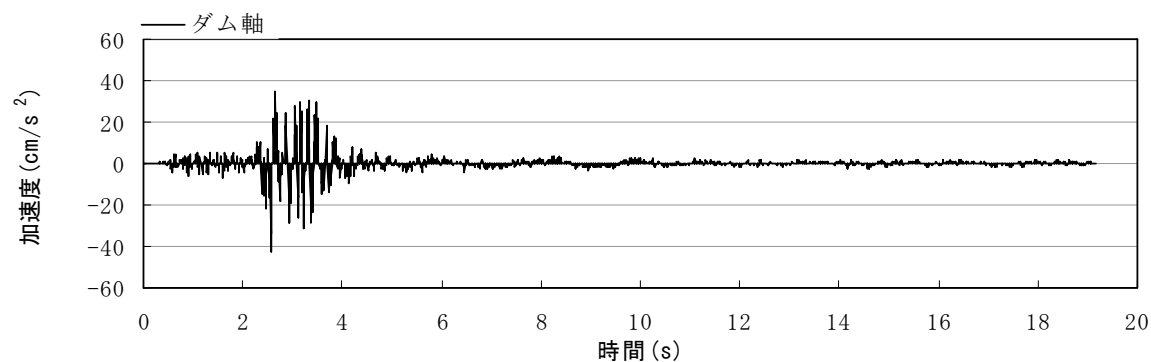
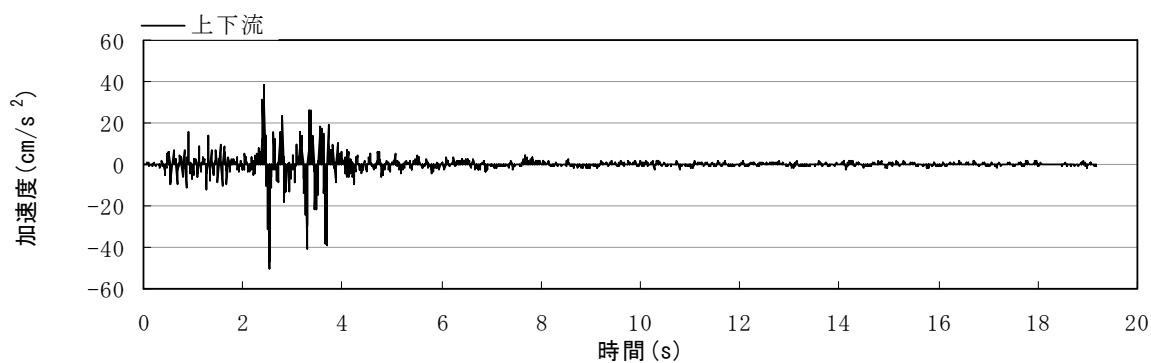


図6.3.11 手取川ダムで経験的サイト位相特性として用いた地震
(2002/11/17 13:47に発生したM_j4.7の地震)の観測記録

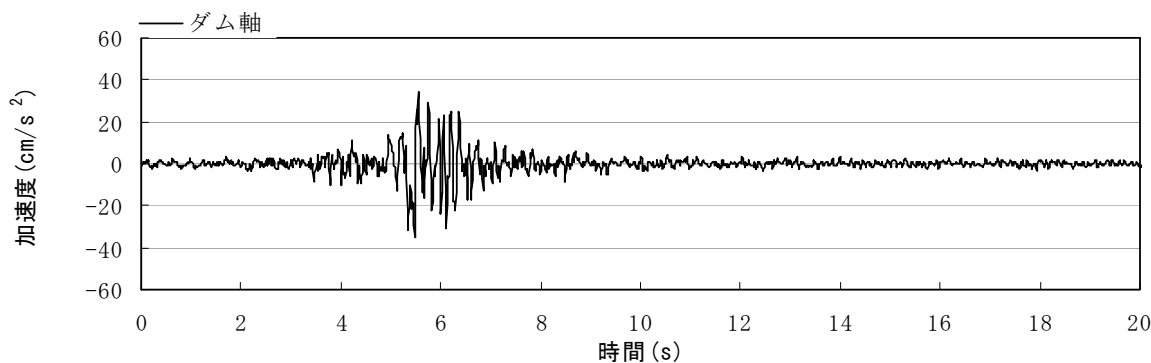
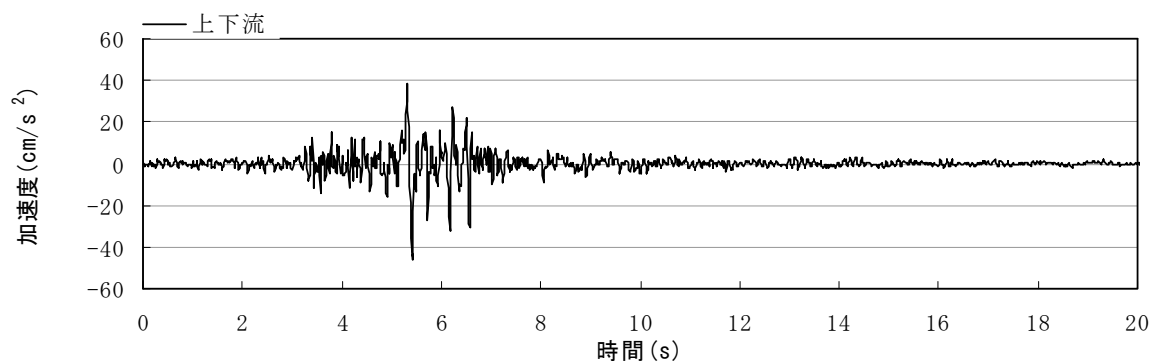


図6.3.12 手取川ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形

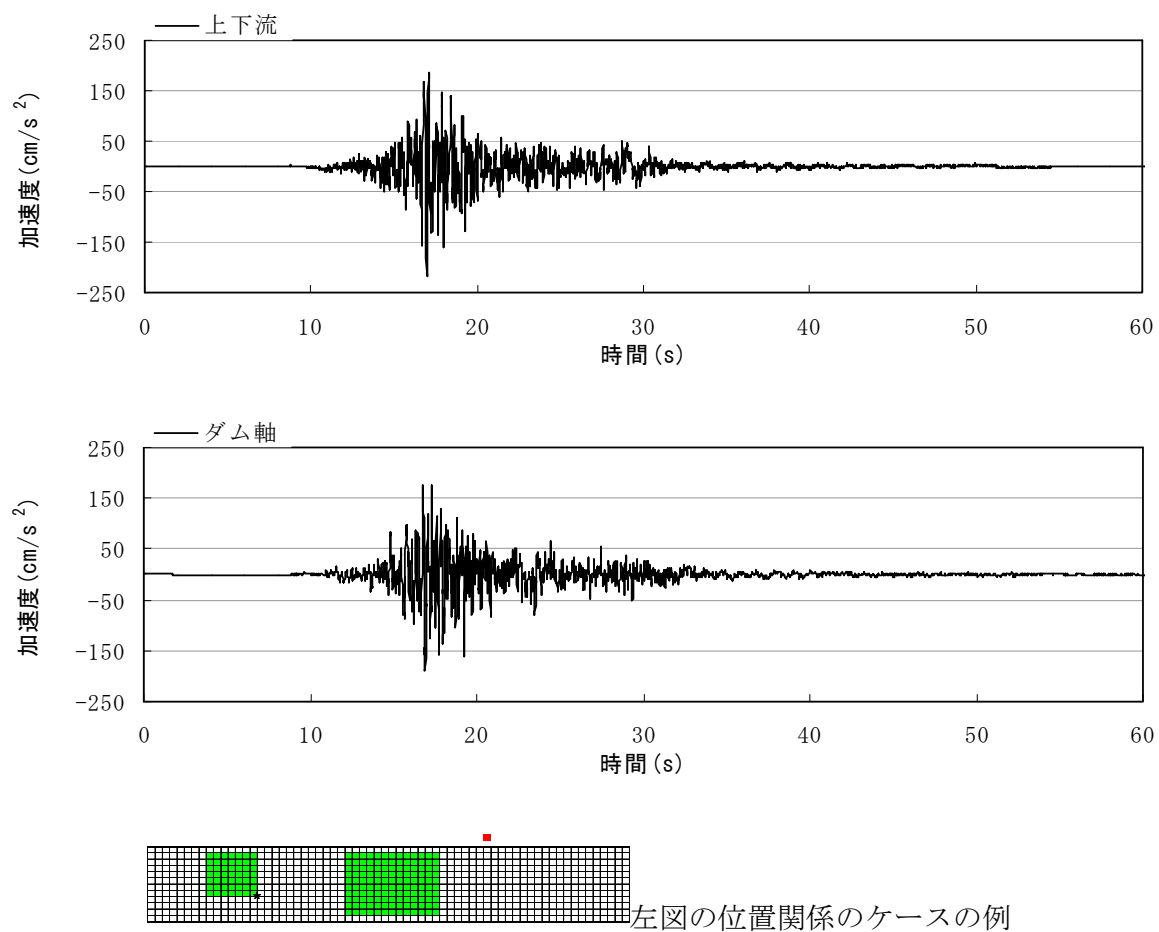
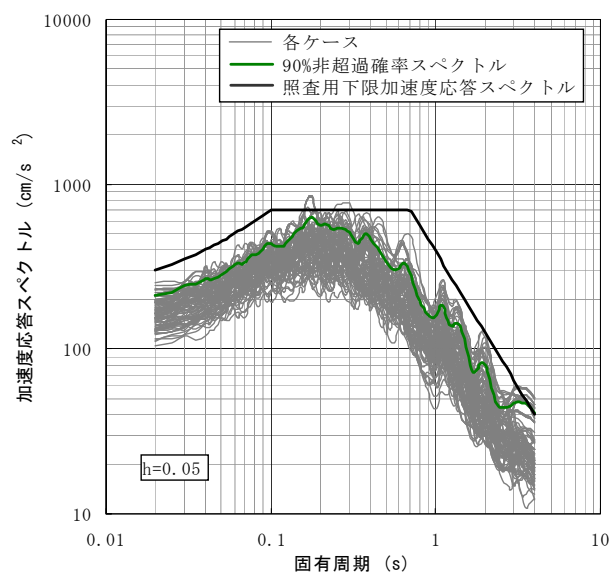
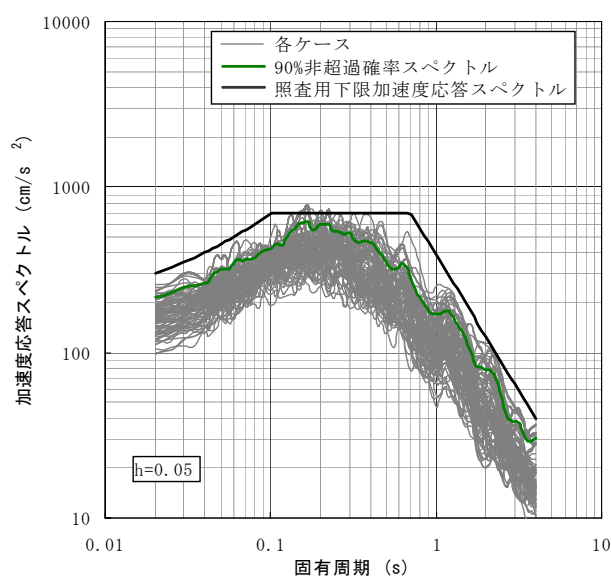


図6.3.13 手取川ダムサイトで合成された大地震(庄川断層帯)の地震動の時刻歴波形の例



(1) 上下流成分



(2) ダム軸成分

図6.3.14 手取川ダムサイトで合成された大地震(庄川断層帯)の地震動の
加速度応答スペクトル(減衰5%)

6.4 アーチ式コンクリートダム

6.4.1 下笠ダム

下笠ダムは、筑後川水系津江川の大分県日田市中津江村栃野に建設されたアーチ式コンクリートダムで、昭和61年に完成した(写真6.4.1)。洪水調節、流量維持、水力発電を目的とする他目的ダムである^[37]。堤高 98m，堤長 248.2m，堤体積 282,000m³，総貯水容量 59,300,000m³である^[38]。



写真6.4.1 下笠ダム(「ダム便覧」^[38]より引用)

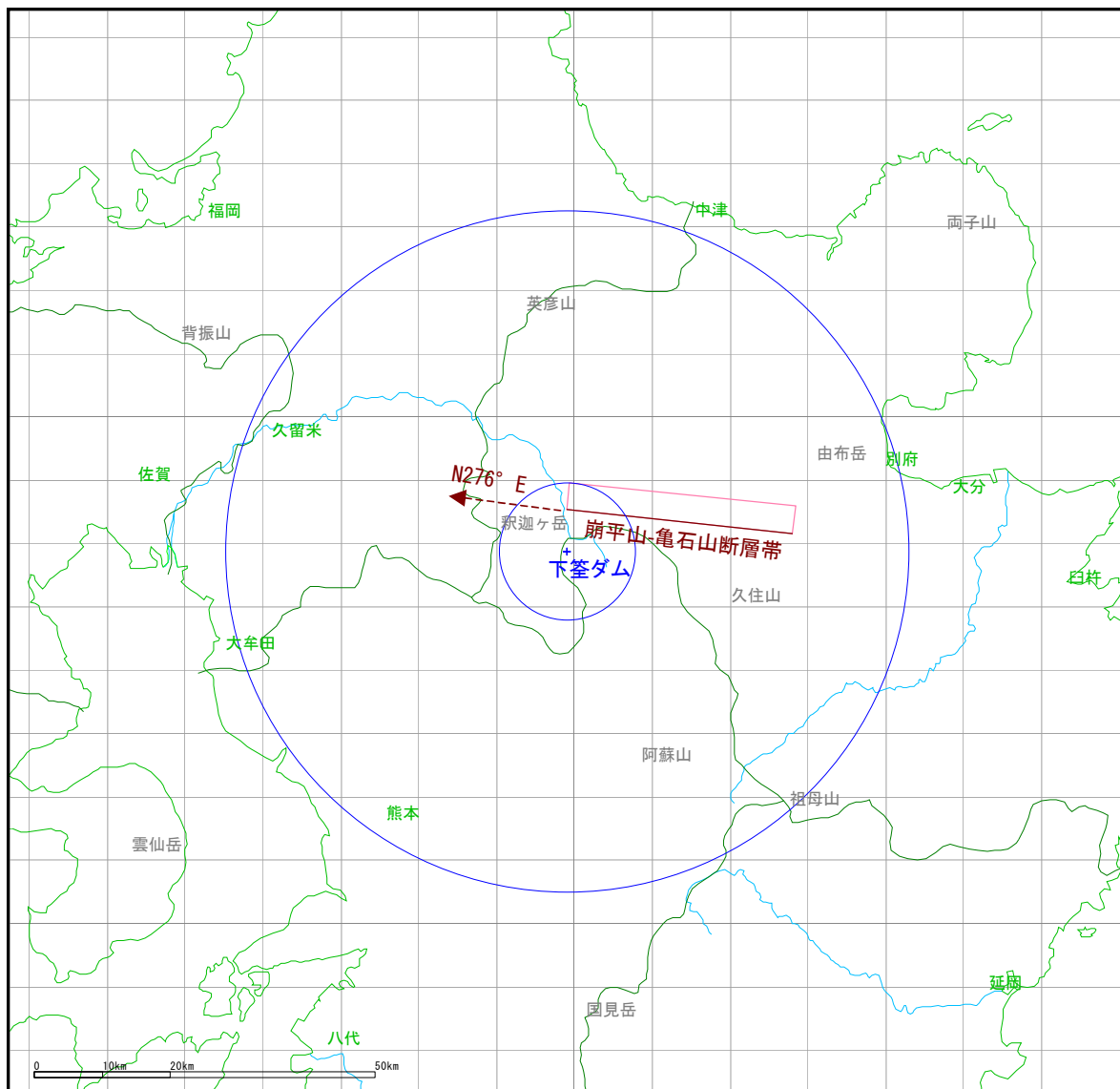
本検討では、下笠ダムの数km北側に位置する崩平山-亀石山断層帯を震源とする地震と、下笠ダムの約20km北東に位置する別府湾-日出生断層帯を震源とする地震を想定地震とする。これらの断層帯は、いずれも地震調査研究推進本部の長期評価の対象である主要活断層帯のひとつである。長期評価^[39]によると、崩平山-亀石山断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性はほぼ0～3%であり、マグニチュード(気象庁マグニチュード相当)7.4程度の地震が発生すると推定され、その際に断層の南側が相対的に3m程度高くなる段差を生じる可能性があると評価されている。また、別府湾-日出生断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性が断層帯東部でほぼ0%、断層帯西部でほぼ0～0.05%で、断層帯全体が活動すると、マグニチュード(気象庁マグニチュード相当)8.0程度の地震が発生し、その際に断層帯東部では、断層の北側が相対的に4m程度、断層帯西部では断層の北側が相対的に2～3m程度高くなる段差を生じる可能性があるとされる。

下笠ダムでは強震記録が得られておらず、経験的グリーン関数法を適用することができないため、統計的グリーン関数法を適用することとした。

(1) 崩平山-亀石山断層帯を震源とする地震

3.3に示した「レシピ」^[7]の手順に基づき、表6.4.1のように崩平山-亀石山断層帯の震源パラメータを設定した。断層面は、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^[2]で用いられている値を用いている。断層面とダムサイトとの位置関係を図6.4.1に示す。

アスペリティ全体の面積は、円形破壊面の仮定から導かれる式(3.2.4)～(3.2.6)式を用いて14%とした。Somerville et al. (1999)^[8]の平均22%、宮腰ほか(2001)^[9]の15～27%、石井ほか(2000)^[10]では37%といった値と比べると小さめとなっているが、大きく外れた結果とはなっていない。2個のアスペリティへの面積の配分は、レシピでは入倉・三宅(2001)^[11]の16:6または石井ほか(2000)^[10]の2:1となっているが、本検討では、1km×1kmとした要素断層の大きさと兼ね合いで誤差が小さくなる石井ほか(2000)^[10]の2:1を用いた。



2つの円は、ダムからの距離10km, 50kmを示す。

図6. 4. 1 崩平山-亀石山断層帯と下笠ダムサイトとの位置関係

表6. 4. 1 崩平山-亀石山断層帯の震源断層パラメータ

震源特性		設定値		備考		
巨視的震源特性	緯度	131. 35 [deg]		地震調査研究推進本部長期評価、 地震動予測地図報告書より		
	経度	33. 18 [deg]				
	走向 θ	276 [deg]				
	傾斜 δ	60 [deg]				
	長さ L	34 [km]				
	幅 W	8 [km]		$W=(H_d-H_s)/\sin\theta$		
	上端深さ d	3 [km]		地震調査研究推進本部 地震動予測地図報告書より		
	断層面積 S	272 [km ²]		$S=LW$		
	静的応力降下量 $\Delta\sigma$	2. 23 [MPa]		Boatwrite(1988)		
	地震モーメント M_0	4. 12E+18 [Nm]		Wells and Coppersmith(1994) $S=4. 24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$		
	モーメントマグニチュード M_w	6. 34		Kanamori(1977) $\log M_0=1. 5M_w+9. 1$		
	S波速度 V_s	3. 46 [km/s]				
	密度 ρ	2. 70 [g/cm ³]				
	微視的震源特性	剛性率 μ	3. 23E+10 [N/m ²]		$\mu=\rho V_s^2$	
平均すべり量 D		0. 5 [m]		$M_0=\rho \cdot D \cdot S$		
断層全体の短周期レベル A		8. 49E+18 [Nm/s ²]		壇ほか(2001) $A=2. 46 \times 10^{17} M_0^{1/3}$		
アスベリティ全体		全アスベリティの面積 S_a	36. 9 [km ²]		Boatwright(1988) 壇ほか(2001) $S_a=\pi r^2$ $r=(7\pi/4) \times M_0/(A \cdot R) \cdot V_s^2$	
		全アスベリティの平均すべり量 D_a	0. 9 [m]		Somerville et al.(1999) $D_a=D \times 2$	
		全アスベリティの地震モーメント M_{0a}	1. 12E+18 [Nm]		$M_{0a}=\mu \cdot D_a \cdot S_a$	
		アスベリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$	16. 47 [MPa]		Madariaga(1979) $\Delta\sigma_a=(S/S_a) \cdot \Delta\sigma$	
第1アスベリティ		アスベリティの個数	1 [個]	2 [個]		
		アスベリティの面積 S_{a1}	36. 9 [km ²]	24. 6 [km ²]	(2個の場合) 石井ほか(2000) $S_{a1}:S_{a2}=2:1$	
		アスベリティの平均すべり量 D_{a1}	0. 9 [m]	1. 0 [m]	$D_{a1}=(\gamma_1/\Sigma\gamma_1^3) \cdot D_a$	
		アスベリティの地震モーメント M_{0a1}	1. 12E+18 [Nm]	8. 25E+17 [Nm]	$M_{0a1}=\mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	
		アスベリティの実効応力 σ_{a1}	16. 47 [MPa]	16. 47 [MPa]	$\sigma_{a1}=\Delta\sigma_a$	
		第2アスベリティ	アスベリティの面積 S_{a2}	—	12. 3 [km ²]	(2個の場合) 石井ほか(2000) $S_{a1}:S_{a2}=2:1$
			アスベリティの平均すべり量 D_{a2}	—	0. 7 [m]	$D_{a2}=(\gamma_2/\Sigma\gamma_1^3) \cdot D_a$
	アスベリティの地震モーメント M_{0a2}		—	2. 92E+17 [Nm]	$M_{0a2}=\mu \cdot D_{a2} \cdot S_{a2}$	
背景領域	アスベリティの実効応力 σ_{a2}	—	16. 47 [MPa]	$\sigma_{a2}=\Delta\sigma_a$		
	背景領域の面積 S_b	235. 1 [km ²]	235. 1 [km ²]	$S_b=S-S_a$		
	背景領域の平均すべり量 D_b	0. 4 [m]	0. 4 [m]	$M_{0b}=\mu \cdot D_b \cdot S_b$		
	背景領域の地震モーメント M_{0b}	3. 00E+18 [Nm]	3. 00E+18 [Nm]	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$		
	背景領域の実効応力 σ_b	5. 27 [MPa]	3. 88 [MPa]	壇ほか(2002) $\sigma_b=(D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \Sigma\gamma_1^3 \cdot \sigma_a$		
その他の震源特性	破壊伝播速度 V_r	2. 77 [km/s]	2. 77 [km/s]	片岡ほか(2003) $V_r=0. 8 \cdot V_s$		
	第1アスベリティのライズタイム tr_{a1}	0. 55 [s]	0. 45 [s]	中村・宮武(2000) 片岡ほか(2003)		
	第2アスベリティのライズタイム tr_{a2}	—	0. 32 [s]	$tr=0. 25 \cdot W/Vr$		
	背景領域のライズタイム tr_b	0. 72 [s]	0. 72 [s]			
	高周波遮断周波数 f_{max}	6. 0 [Hz]		鶴来ほか(1997)		

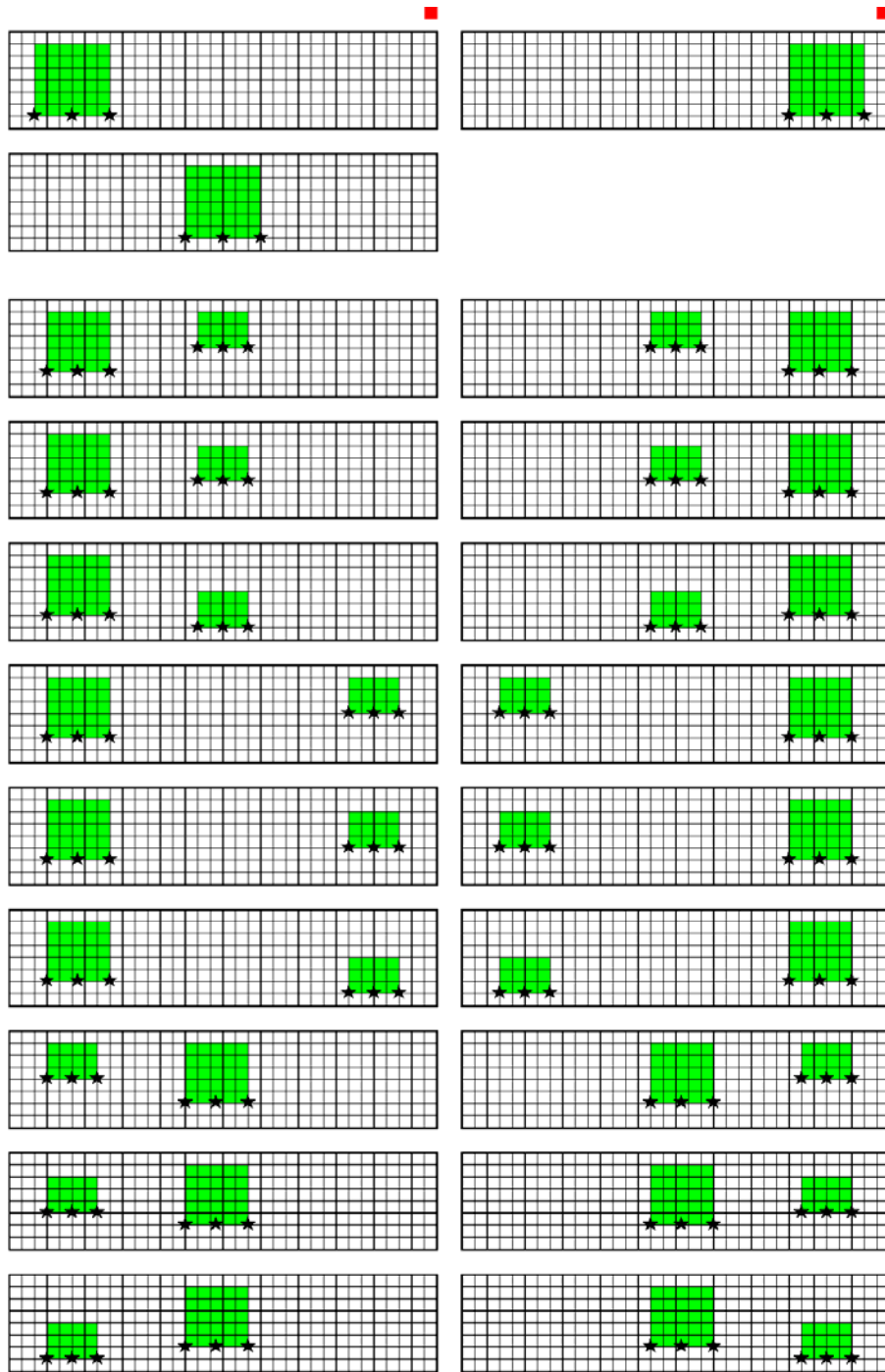
断層破壊のシナリオは、図6. 3. 2のようにアスベリティ分布と破壊開始点を変更した117ケースを想定した。ケース数の内訳は、以下の通りである。

- ・アスベリティ1個の場合 アスベリティ分布 3ケース×破壊開始点3ケース=計 9ケース
- ・アスベリティ1個の場合 アスベリティ分布18ケース×破壊開始点6ケース=計108ケース

伝播経路の減衰特性は、6. 2. 1, 6. 2. 2, 6. 3. 1と同様に地震調査研究推進本部の強震動評価^[12]で用いられている佐藤ほか(1994)^[13]の式(6. 2. 1)を用いた。

ダムサイト

ダムサイト → N276°E



■ アスペリティ ★ 破壊開始点

(アスペリティ1個) アスペリティ分布 3ケース × 破壊開始点 3ケース = 計 9ケース

(アスペリティ2個) アスペリティ分布 18ケース × 破壊開始点 6ケース = 計 108ケース

合計117ケース

図6.4.2 崩平山-亀石山断層帯のアスペリティ分布と破壊開始点を変更したケース

サイト増幅特性は重複反射理論により与える。ダムサイトのせん断波速度に関する情報が得られなかったことから、せん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 相当と仮定した。地震基盤以浅の一次元構造は、中央防災会議「東南海・南海地震等に関する専門調査会」^[20]から1kmメッシュ単位で公表されている一次元地盤モデルでの、長島ダムの属するメッシュの地盤モデルに基づき、表6.4.2のように設定し、図6.4.3のような増幅スペクトルをサイト増幅特性として用いることとした。

表6.4.2 下釜ダムサイトでの地震基盤以浅の一次元構造

層 番号	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm^3)
1	18	700	2.10
2	1577	1400	2.13
3	83	2400	2.55
4	—	2900	2.62

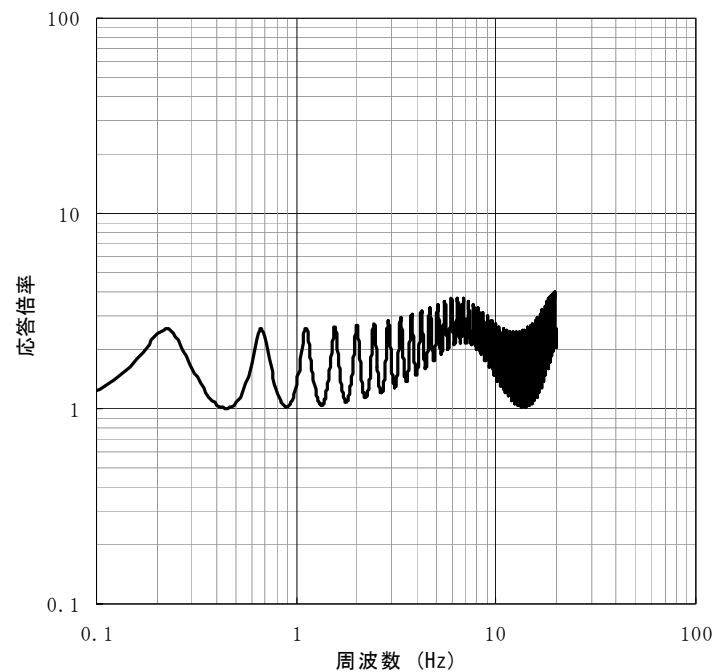


図6.4.3 下釜ダムサイトで設定した地震基盤以浅のサイト増幅スペクトル

位相特性についても、6.2.1, 6.2.2, 6.3.1同様に、地震基盤での統計的グリーン関数作成の際に、ランダム位相を与えた後、地震調査研究推進本部の強震動評価^[12]で用いられている式(6.2.2)～(6.2.4)で与えられる佐藤ほか(1994)^[13]の経時特性モデルを準用した包絡線を掛けている。

以上の設定に基づき作成した下釜ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形を図6.4.4に示す。

下釜ダムサイトで合成された大地震(崩平山-亀石山断層帯)の地震動の時刻歴波形の例を図6.4.5に示す。図6.4.6には、アスペリティ分布・破壊開始点を変えた全117ケースについて、下釜ダムサイトで合成された大地震の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)を示す。図には、全117ケースの合成結果に加え、これらの90%非超過確率スペクトル、照査用下限加速度応答スペクトルを併せて示している。図6.4.3に示したサイト増幅特性を反映して、0.2秒程度の短周期領域が卓越しているが、それ以外の周期帯では、照査用下限加速度応答スペクトルより十分小さい結果となっている。

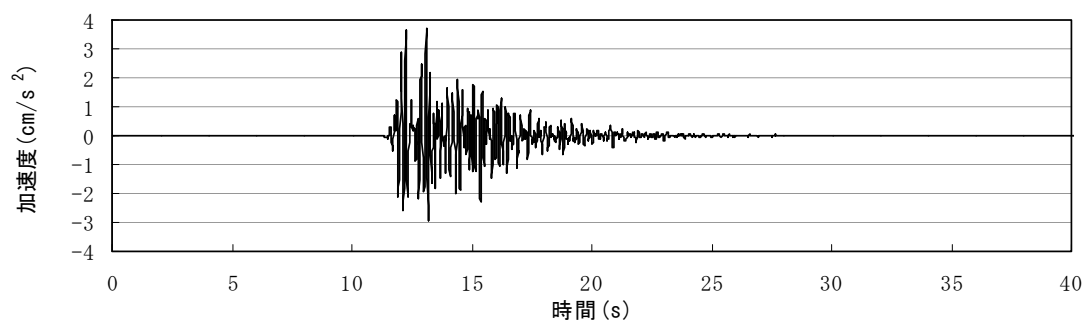
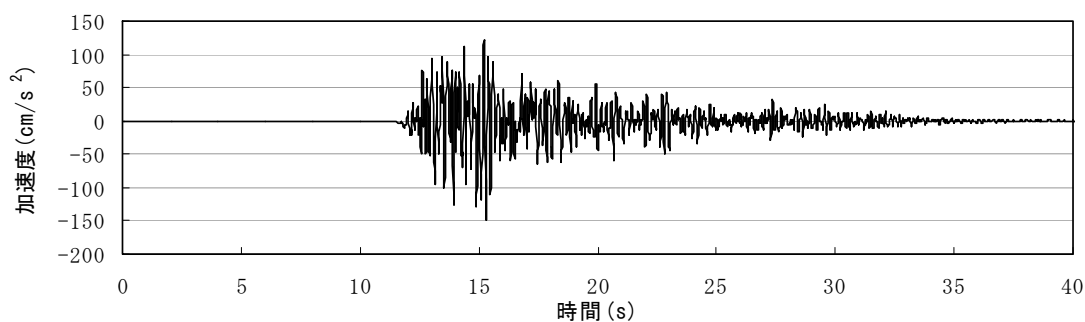


図6.4.4 下笠ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形



左図の位置関係のケースの例

図6.4.5 下笠ダムサイトで合成された大地震(崩平山-亀石山断層帯)の地震動の時刻歴波形の例

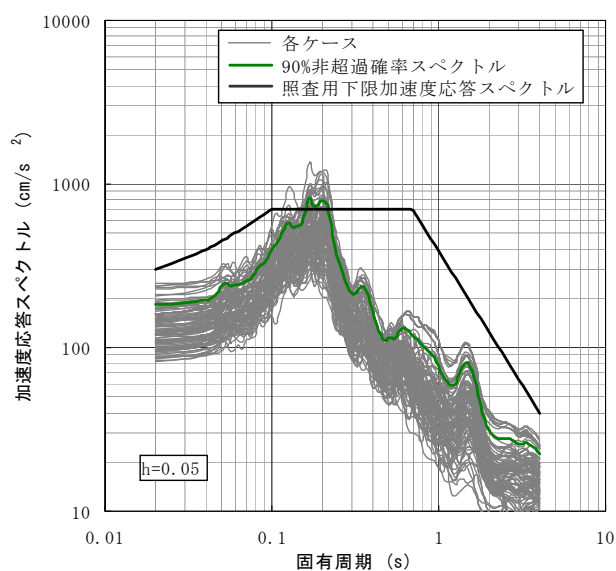
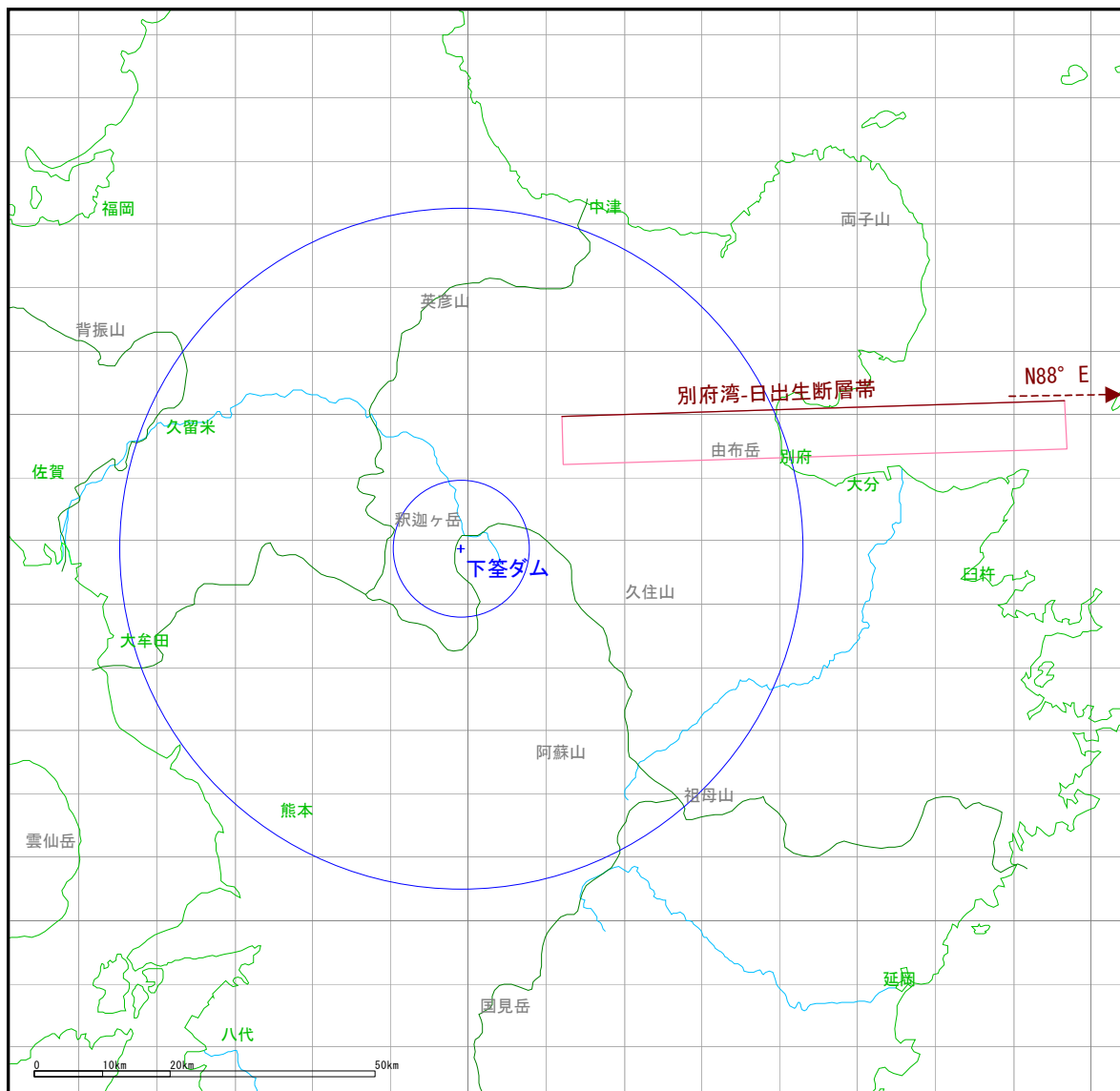


図6.4.6 下笠ダムサイトで合成された大地震(崩平山-亀石山断層帯)の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)

(2) 別府湾-日出生断層帯を震源とする地震

3.3に示した「レシピ」^[7]の手順に基づき、表6.4.3のように別府湾-日出生断層帯の震源パラメータを設定した。

断層面は、地震調査研究推進本部による長期評価^[39]より断層基準点位置、走向を定めた。長期評価では、東部と西部とに分かれているが、東部の端点と西部の端点を結んだ方向(N88.8° E)とした。傾斜角については、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^[2]で用いられている値を用いている。断層面とダムサイトとの位置関係を図6.4.7に示す。長大断層の場合、円形破壊面を仮定してアスペリティの等価半径 r を求めることによりアスペリティ全体の面積を求める方法には問題があるため、入倉・三宅(2001)^[11]に従い、アスペリティ全体が断層全体に占める面積の割合は、約22%とした。3個のアスペリティ各々の面積は、地震調査研究推進本部による山崎断層による強震動評価^[18]例(第1アスペリティ:第2アスペリティ:第3アスペリティ=2:1:1)を参考に、本検討での要素断層サイズ(1km×1km)も考慮して配分した。



2つの円は、ダムからの距離10km、50kmを示す。

図6. 4. 7 別府湾-日出生断層帯と下釜ダムサイトとの位置関係

表6.4.3 別府湾-日出生断層帯の震源断層パラメータ

震源特性		設定値	備考	
巨視的震源特性	緯度	131.15 [deg]	地震調査研究推進本部長期評価、 地震動予測地図報告書より	
	経度	33.33 [deg]		
	走向 θ	88 [deg]		
	傾斜 δ	60 [deg]		
	長さ L	75 [km]		
	幅 W	14 [km]	W=(H _r -H _s)/sinθ	
	上端深さ d	3 [km]	地震調査研究推進本部 地震動予測地図報告書より	
	断層面積 S	1050 [km ²]	S=LW	
	静的応力降下量 Δσ	3.10 [MPa]	Fujii and Matsu'ura (2000)	
	地震モーメント M ₀	6.13E+19 [Nm]	Wells and Coppersmith (1994) S=4.24×10 ⁻¹¹ M ₀ ^{1/2}	
	モーメントマグニチュードM _W	7.13	Kanamori (1977) logM ₀ =1.5M _W +9.1	
	S波速度 V _s	3.46 [km/s]		
	微視的震源特性	アスペリティ全体	全アスペリティの面積 S _a	231 [km ²]
全アスペリティの平均すべり量 D _a			3.6 [m]	Somerville et al. (1999) D _a =D×2
全アスペリティの地震モーメント M _{0a}			2.70E+19 [Nm]	M _{0a} =μ・D _a ・S _a
アスペリティの静的応力降下量 Δσ _a			14.09 [MPa]	Madariaga (1979) Δσ _a =(S/S _a)・Δσ
第1アスペリティ		アスペリティの面積 S _{a1}	116 [km ²]	推本山崎断層 S _{a1} :S _{a2} :S _{a3} =2:1:1 を参考
		アスペリティの平均すべり量 D _{a1}	4 [m]	D _{a1} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _a
		アスペリティの地震モーメント M _{0a1}	1.58E+19 [Nm]	M _{0a1} =μ・D _{a1} ・S _{a1}
		アスペリティの実効応力 σ _{a1}	14.09 [MPa]	σ _{a1} =Δσ _a
第2アスペリティ		アスペリティの面積 S _{a2}	58 [km ²]	推本山崎断層 S _{a1} :S _{a2} :S _{a3} =2:1:1 を参考
		アスペリティの平均すべり量 D _{a2}	3 [m]	D _{a2} =(γ ₂ /Σγ _i ³)・D _a
		アスペリティの地震モーメント M _{0a2}	5.59E+18 [Nm]	M _{0a2} =μ・D _{a2} ・S _{a2}
		アスペリティの実効応力 σ _{a2}	14.09 [MPa]	σ _{a2} =Δσ _a
第3アスペリティ		アスペリティの面積 S _{a3}	58 [km ²]	推本山崎断層 S _{a1} :S _{a2} :S _{a3} =2:1:1 を参考
	アスペリティの平均すべり量 D _{a3}	3 [m]	D _{a2} =(γ ₂ /Σγ _i ³)・D _a	
	アスペリティの地震モーメント M _{0a3}	5.59E+18 [Nm]	M _{0a2} =μ・D _{a2} ・S _{a2}	
	アスペリティの実効応力 σ _{a3}	14.09 [MPa]	σ _{a2} =Δσ _a	
背景領域	背景領域の面積 S _b	819 [km ²]	S _b =S-S _a	
	背景領域の平均すべり量 D _b	1 [m]	M _{0b} =μ・D _b ・S _b	
	背景領域の地震モーメント M _{0b}	3.43E+19 [Nm]	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}	
	背景領域の実効応力 σ _b	2.18 [MPa]	壇ほか (2002) σ _b =(D _b /W _b)・(π ^{1/2} /D _a)・r・Σγ _i ³ ・σ _a	
その他の震源特性	破壊伝播速度 V _r	2.77 [km/s]	片岡ほか (2003) V _r =0.8・V _s	
	第1アスペリティのライズタイム tr _{a1}	0.97 [s]	中村・宮武 (2000) 片岡ほか (2003) tr=0.25・W/Vr	
	第2アスペリティのライズタイム tr _{a2}	0.69 [s]		
	第3アスペリティのライズタイム tr _{a3}	0.69 [s]		
	背景領域のライズタイム tr _b	1.26 [s]		
	高周波遮断周波数 f _{max}	6.0 [Hz]	鶴来ほか (1997)	

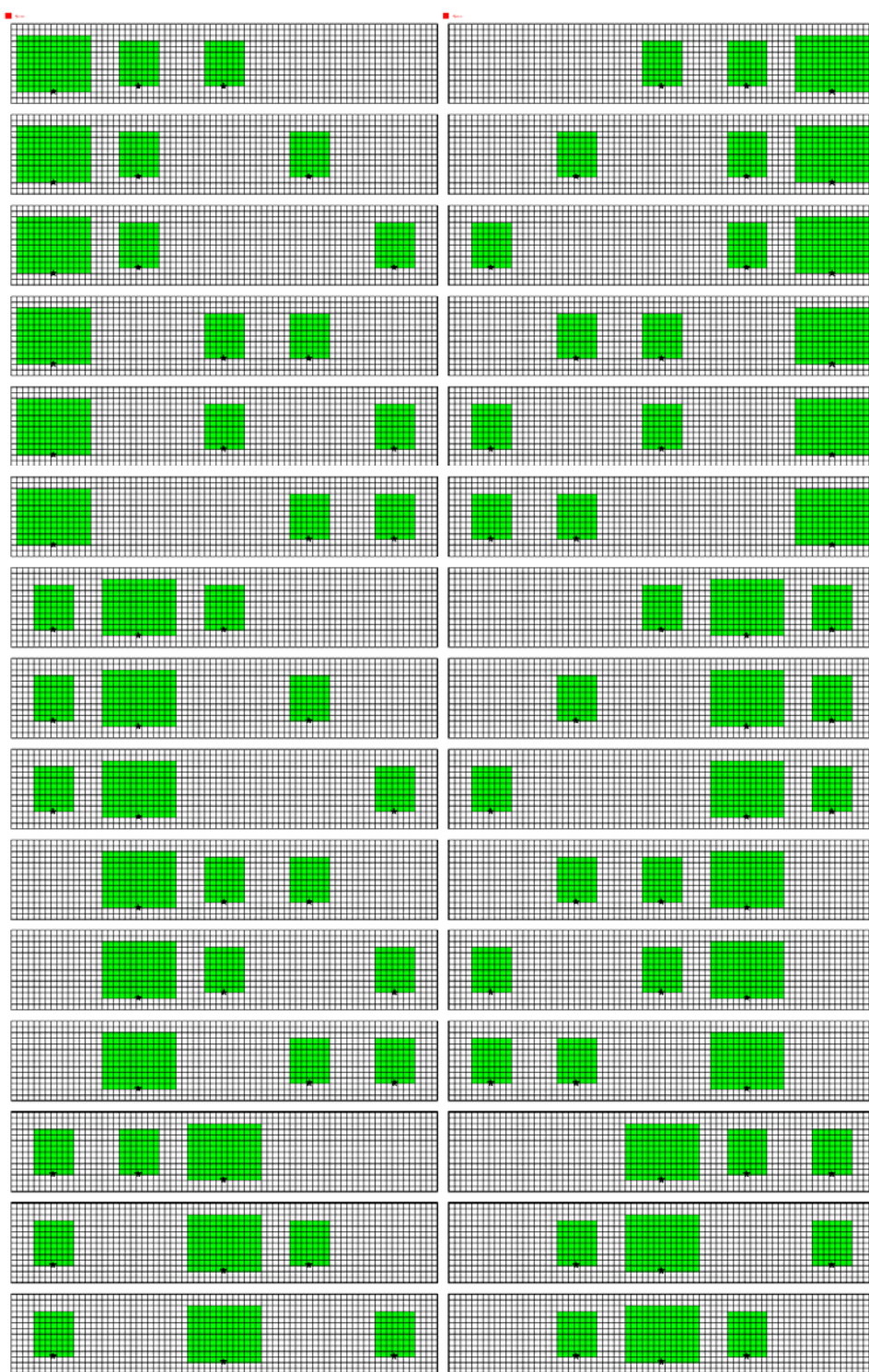
断層破壊のシナリオは、図6.4.8のようにアスペリティ分布と破壊開始点を変更した90ケース(=アスペリティ分布 30ケース×破壊開始点 3ケース)を想定した。

伝播経路の減衰特性、サイト増幅特性、位相特性の与え方は、前項(1)の崩平山-亀石山断層帯を震源とする地震の場合と同じである。

ダムサイト

ダムサイト

→ N88°E



■ アスぺリティ ★ 破壊開始点

アスぺリティ分布 30ケース × 破壊開始点 3ケース = 計 90ケース

図6. 4. 8 別府湾-日出生断層帯のアスぺリティ分布と破壊開始点を変更したケース

以上の設定に基づき作成した下釜ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形を図6.4.9に示す。

下釜ダムサイトで合成された大地震(別府湾-日出生断層帯)の地震動の時刻歴波形の例を図6.4.10に示す。図6.4.11には、アスペリティ分布・破壊開始点を変えた全90ケースについて、下釜ダムサイトで合成された大地震の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)を示す。図には、全90ケースの合成結果に加え、これらの90%非超過確率スペクトル、照査用下限加速度応答スペクトルを併せて示す。前項(1)の崩平山-亀石山断層帯同様、サイト増幅特性の影響で、周期0.2秒弱の成分が卓越しているが、それ以外の周期帯では、照査用下限加速度応答スペクトルより十分小さい結果となっている。

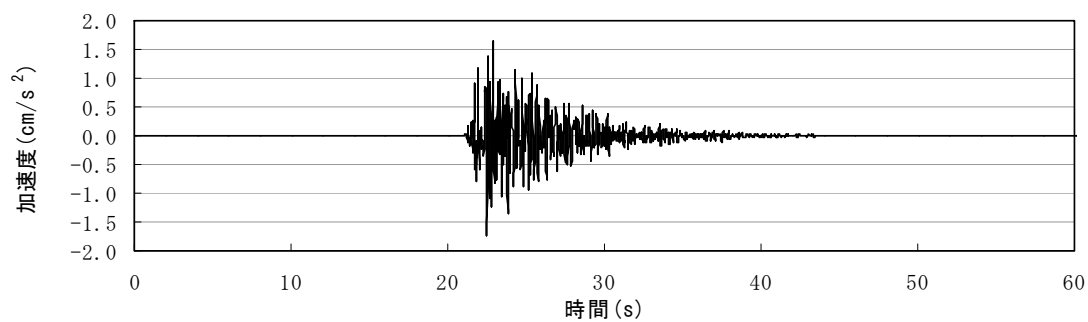
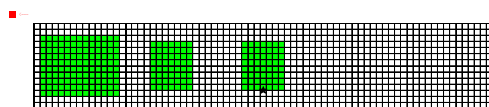
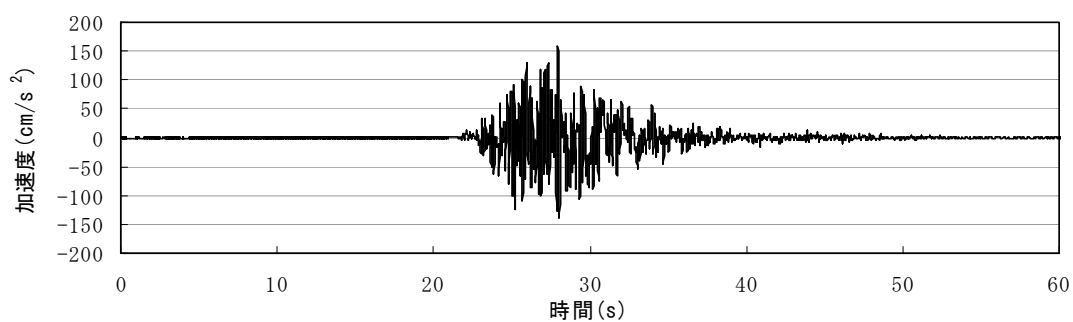


図6.4.9 下釜ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形



左図の位置関係のケースの例

図6.4.10 下釜ダムサイトで合成された大地震(別府湾-日出生断層帯)の地震動の時刻歴波形の例

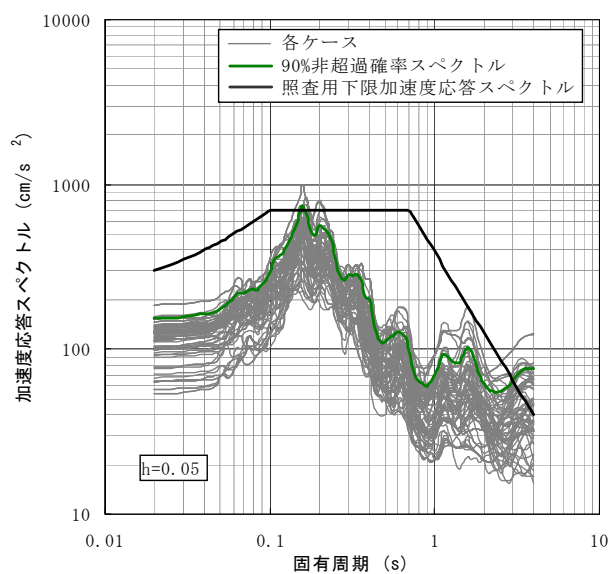


図6.4.11 下釜ダムサイトで合成された大地震(別府湾-日出生断層帯)の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)

6.4.2 小渋ダム

小渋ダムは、天竜川水系小渋川の、長野県下伊那郡松川町大字生田に建設されたアーチ式コンクリートダムで、昭和44年に完成している(写真6.4.2)。洪水調節、灌漑用水の確保、水力発電を目的とした他目的ダムである^[39]。堤高 105m, 堤長 293.3m, 堤体積 311,000m³, 総貯水容量58,000,000m³である^[40]。



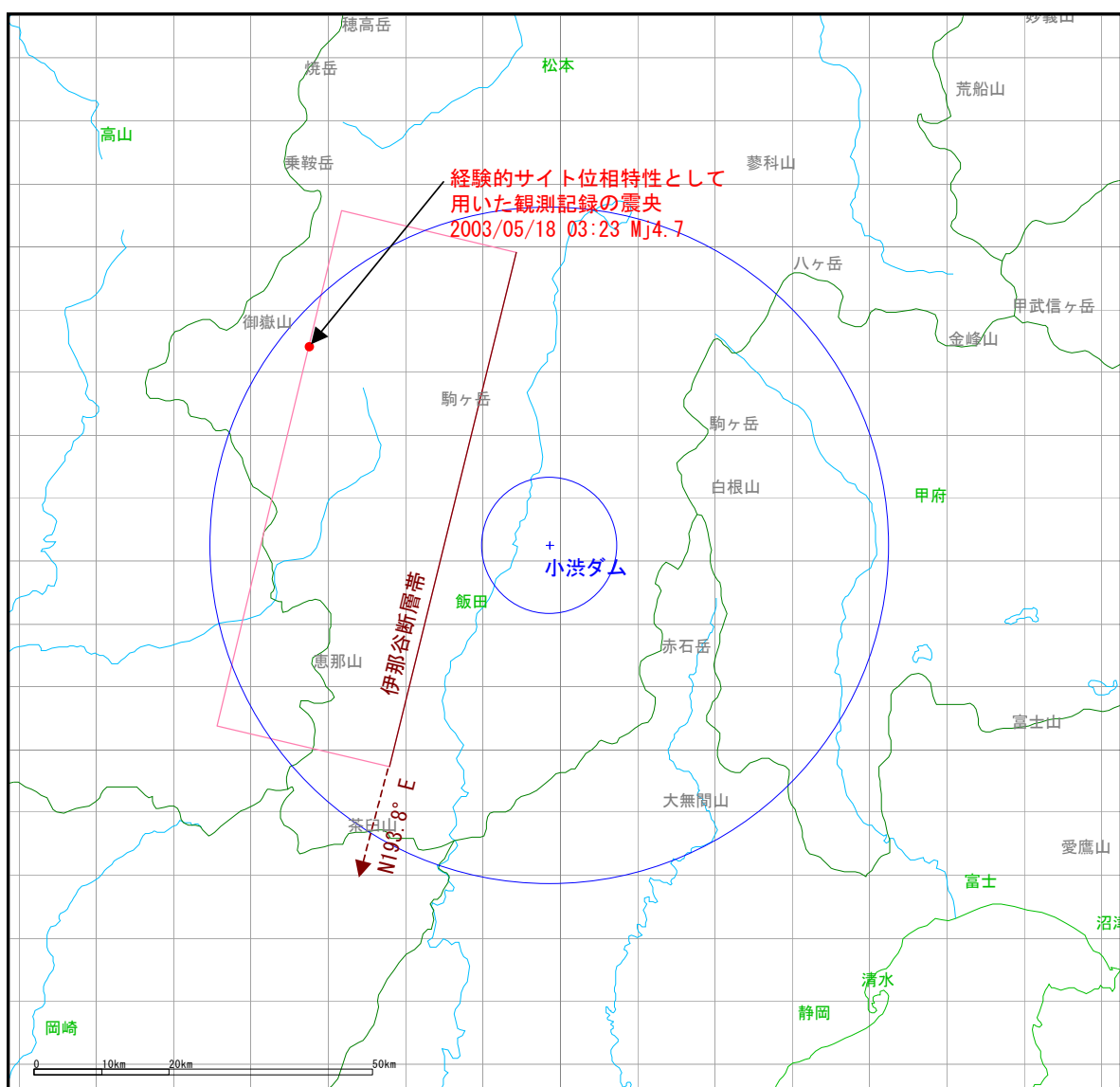
写真6.4.2 小渋ダム(「ダム便覧」^[40]より引用)

本検討では、小渋ダムから約20km西に位置する、伊那谷断層帯境界断層・前縁断層(同時活動)を震源とする地震を想定地震とする。この断層は、地震調査研究推進本部の長期評価の対象である主要活断層帯のひとつである。長期評価^[41]によると、今後30年の間に地震が発生する可能性は境界断層がほぼ0~7%、前縁断層がほぼ0~6%であり、我が国の活断層の中では高いグループに属することになると評価されている。断層帯全体が活動すると、マグニチュード(気象庁マグニチュード相当)が8.0程度の地震が発生し、その際に断層の近傍の地表面には撓みや段差が生じ、全体として西側が東側に対して相対的に6m程度高まる可能性があると考えられている。

小渋ダムでは強震観測が行われているが、伊那谷断層帯付近を震源とする、経験的グリーン関数として用いる適切な強震記録が得られていないため、統計的グリーン関数法を適用することとした。

3.3に示した「レシピ」^[7]の手順に基づき、表6.4.4のように震源パラメータを設定した。断層面は、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^[2]では境界断

層・前縁断層それぞれで1つずつの矩形で与えられているが、ここでは、長期評価^[42]での前縁断層の走向、傾斜角と、境界断層・前縁断層全体の長さを有する1つの矩形でモデル化している。断層面とダムサイトとの位置関係を図6.4.12に示す。アスペリティ全体の面積が断層全体に占める面積の割合は、入倉・三宅(2001)^[11]に従い、約22%とした。2個のアスペリティへの面積の配分は、レシピでは入倉・三宅(2001)^[11]の16:6または石井ほか(2000)^[10]の2:1となっているが、本検討では、1km×1kmとした要素断層の大きさとの兼ね合いで誤差が小さくなる石井ほか(2000)^[10]の2:1を用いた。



2つの円は、ダムからの距離10km、50kmを示す。

図6.4.12 伊那谷断層帯と小渋ダムサイトとの位置関係

表6.4.4 伊那谷断層帯境界断層・前縁断層(同時活動)の震源断層パラメータ

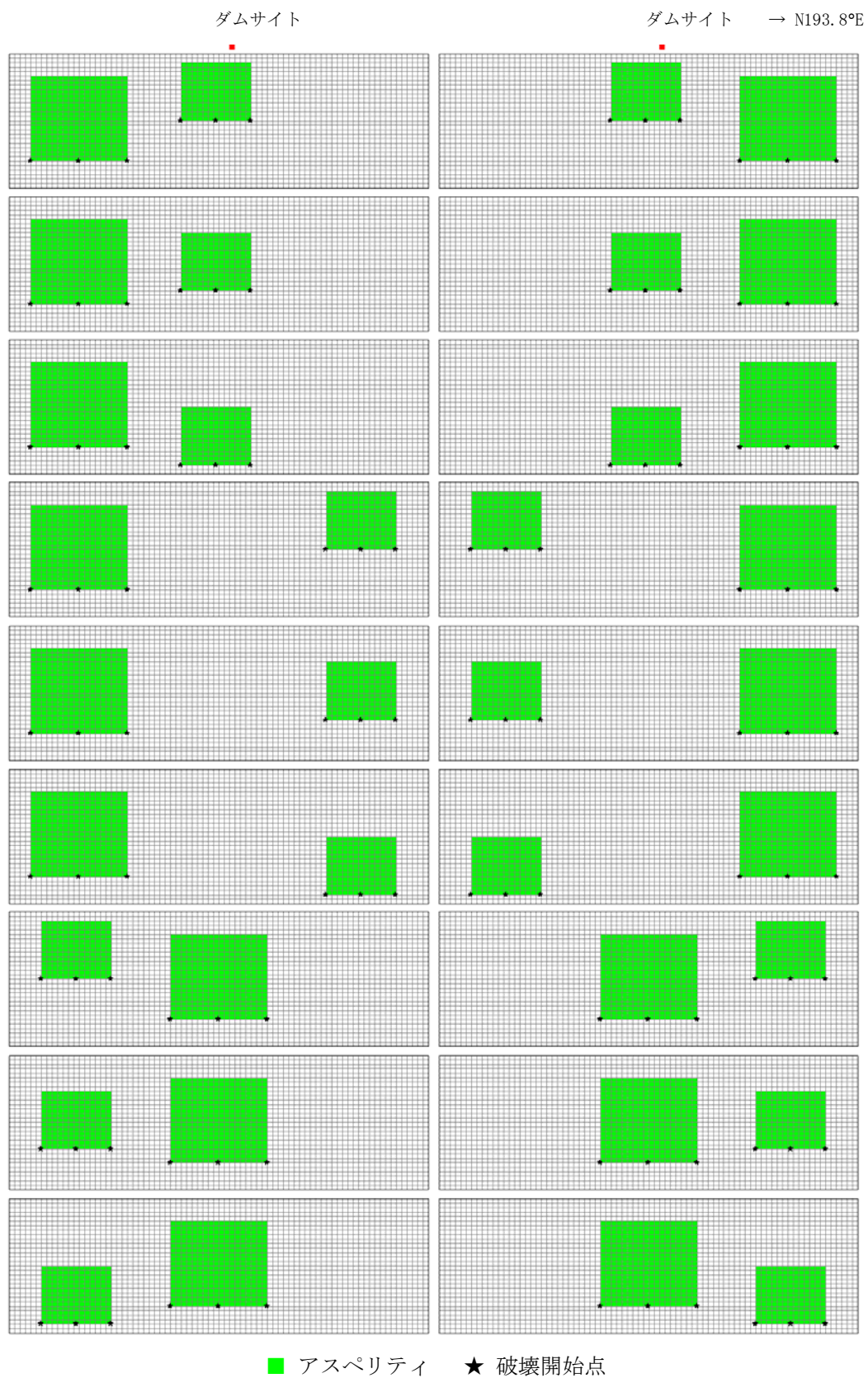
震源特性		設定値	備考
巨視的震源特性	緯度	137.928 [deg]	地震調査研究推進本部長期評価より(前縁断層北端)
	経度	35.993 [deg]	地震調査研究推進本部長期評価より(前縁断層北端)
	走向 θ	193.8 [deg]	地震調査研究推進本部長期評価より(前縁断層の走向)
	傾斜 δ	30.0 [deg]	地震調査研究推進本部長期評価より(前縁断層の傾斜角)
	長さ L	78 [km]	地震調査研究推進本部長期評価より(全体の長さ)
	幅 W	30 [km]	$W = (H_f - H_s) / \sin \theta$
	上端深さ d	3 [km]	地震調査研究推進本部 地震動予測地図報告書より
	断層面積 S	2340 [km ²]	$S = LW$
	静的応力降下量 $\Delta\sigma$	6.56 [MPa]	Boatwrite(1988)
	地震モーメント M_0	3.05E+20 [Nm]	Wells and Coppersmith(1994) $S = 4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$
	モーメントマグニチュード M_w	7.6	Kanamori(1977) $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$
	S波速度 V_s	3.46 [km/s]	地震調査研究推進本部 高山・大原断層帯の強震動評価より
	密度 ρ	2.70 [g/cm ³]	地震調査研究推進本部 高山・大原断層帯の強震動評価より
	剛性率 μ	3.23E+10 [N/m ²]	$\mu = \rho V_s^2$
	平均すべり量 D	4.03 [m]	$M_0 = \rho \cdot D \cdot S$
微視的震源特性	断層全体の短周期レベル A	3.57E+19 [Nm/s ²]	壇ほか(2001) $A = 2.46 \times 10^{17} M_0^{1/3}$
アスペリティ全体	全アスペリティの面積 S_a	511 [km ²]	Somerville et al.(1999) $S_a \div 0.22S$
	全アスペリティの平均すべり量 D_a	8.05 [m]	Somerville et al.(1999) $D_a = D \times 2$
	全アスペリティの地震モーメント M_{0a}	1.33E+20 [Nm]	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$
	アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$	30.02 [MPa]	Madariaga(1979) $\Delta\sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta\sigma$
第1アスペリティ	アスペリティの面積 S_{a1}	342 [km ²]	石井ほか(2000) $S_1:S_2 \div 2:1$
	アスペリティの平均すべり量 D_{a1}	8.93 [m]	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$
	アスペリティの地震モーメント M_{0a1}	9.87E+19 [Nm]	$M_{0a1} = \mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$
	アスペリティの実効応力 σ_{a1}	30.02 [MPa]	$\sigma_{a1} = \Delta\sigma_a$
第2アスペリティ	アスペリティの面積 S_{a2}	169 [km ²]	石井ほか(2000) $S_1:S_2 \div 2:1$
	アスペリティの平均すべり量 D_{a2}	6.28 [m]	$D_{a2} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$
	アスペリティの地震モーメント M_{0a2}	3.43E+19 [Nm]	$M_{0a2} = \mu \cdot D_{a2} \cdot S_{a2}$
	アスペリティの実効応力 σ_{a2}	30.02 [MPa]	$\sigma_{a2} = \Delta\sigma_a$
背景領域	背景領域の面積 S_b	1829 [km ²]	$S_b = S - S_a$
	背景領域の平均すべり量 D_b	2.90 [m]	$M_{0b} = \mu \cdot D_b \cdot S_b$
	背景領域の地震モーメント M_{0b}	1.72E+20 [Nm]	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	背景領域の実効応力 σ_b	6.01 [MPa]	壇ほか(2002) $\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$
その他の震源特性	破壊伝播速度 V_f	2.77 [km/s]	片岡ほか(2003) $V_f = 0.8 \cdot V_s$
	第1アスペリティのライズタイム tr_{a1}	1.72 [s]	中村・宮武(2000) 片岡ほか(2003)
	第2アスペリティのライズタイム tr_{a2}	1.17 [s]	$tr = 0.25 \cdot W/Vr$
	背景領域のライズタイム tr_b	2.71 [s]	
	高周波遮断周波数 f_{max}	8.5 [Hz]	香川ほか(2003)

断層破壊のシナリオは、図6.4.13のようにアスペリティ分布と破壊開始点を変更した108ケース(=アスペリティ分布 18ケース×破壊開始点 6ケース)を想定した。

統計的グリーン関数法を用いる際の伝播経路特性を表す周波数依存のQ値は、佐藤(2006)^[36]による

$$Q(f) = 50f \quad (6.4.1)$$

とした。これは内陸型地震の平均的なものである。



アスペリティ分布 18ケース × 破壊開始点 6ケース = 計 108ケース

図6.4.13 アスペリティ分布と破壊開始点を変更したケース

サイト増幅特性については、全国の港湾や、防災科研K-NET、KiK-net観測点について野津・長尾(2005)^[26]によってスペクトルインバージョン解析によって評価されており、デジタルデータも公表されていることより、この活用を検討した。具体的には、小渋ダムサイトと、ダムサイトから約6km離れた防災科研K-NET大鹿観測点(NGN023)とで共通して観測されている地震の記録を比較し、小渋ダムサイト/K-NET大鹿観測点(NGN023)のフーリエスペクトル比を、野津・長尾(2005)^[26]により評価されているK-NET大鹿観測点(NGN023)での経験的サイト増幅特性に乗じることで、小渋ダムサイトでのサイト増幅特性を求めた(図6.4.14)。ところが、求められたサイト増幅特性は、高周波数領域で減衰が著しく、工学的に説明がつかない。そこで、ここでは、中央防災会議「東南海・南海地震等に関する専門調査会」^[20]が1kmメッシュ単位で公表している一次元地盤モデルから、小渋ダムの属するメッシュでの地盤モデルに基づき、表6.4.5のように設定した。「小渋ダム」(昭和44年4月)^[42]によると、ダムサイトで弾性波探査がされており、第3速度層の速度が左岸で2800~4200m/s、右岸で3000~3800m/sであることから、中央防災会議の一次元深部地盤モデルでP波速度が3100m/s、S波速度が1400m/sの層の上面をダムサイトと仮定したものである。これにより得られた図6.4.15の増幅スペクトルをサイト増幅特性として用いることとした。

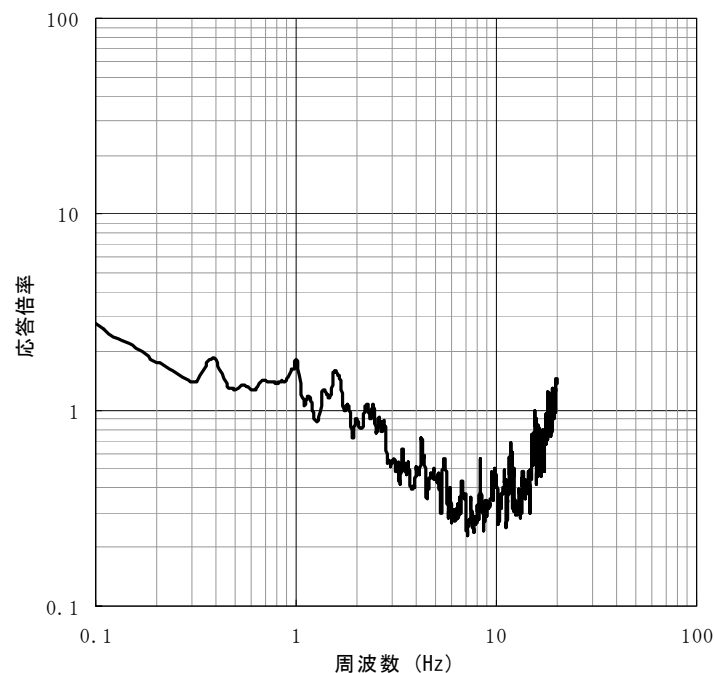


図6.4.14 小渋ダムサイトでの強震記録から求めた地震基盤以浅のサイト増幅スペクトル

表6.4.5 小渋ダムサイトでの地震基盤以浅の一次元構造

層 番号	層厚 (m)	P波速度 (m/s)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)
1	114.3	3100	1400	2.1
2	135.2	4700	2400	2.6
3	—	5500	2900	2.6

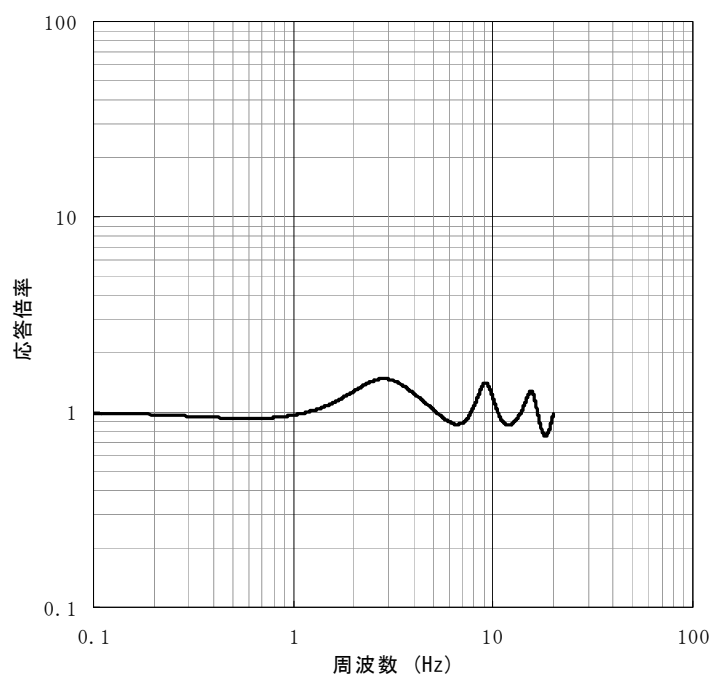


図6.4.15 小渋ダムサイトで設定した地震基盤以浅のサイト増幅スペクトル

経験的サイト位相特性に用いる小渋ダムサイトでの強震記録としては、想定地震と到来方向が類似しており、震源距離が小さな地震(2003/05/18 03:29に発生したM_j4.7の地震)の強震記録を用いた。この記録を図6.4.16に示す。

以上の設定に基づき作成した小渋ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形を図6.4.17に示す。

小渋ダムサイトで合成された大地震の地震動(伊那谷断層帯境界断層・前縁断層同時活動)の時刻歴波形の例を図6.4.18に示す。図6.4.19には、アスペリティ分布・破壊開始点を変えた全108ケースについて、小渋ダムサイトで合成された大地震の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)を示す。図には、全108ケースの合成結果に加え、これらの90%非超過確率スペクトル、照査用下限加速度応答スペクトルを併せて示す。図6.4.15で設定したサイト増幅特性は大きくないが、ダムサイト近傍の地震で、地震規模が大きいことから、90%非超過確率スペクトルでは、照査用下限加速度応答スペクトルを上回る結果となっている。

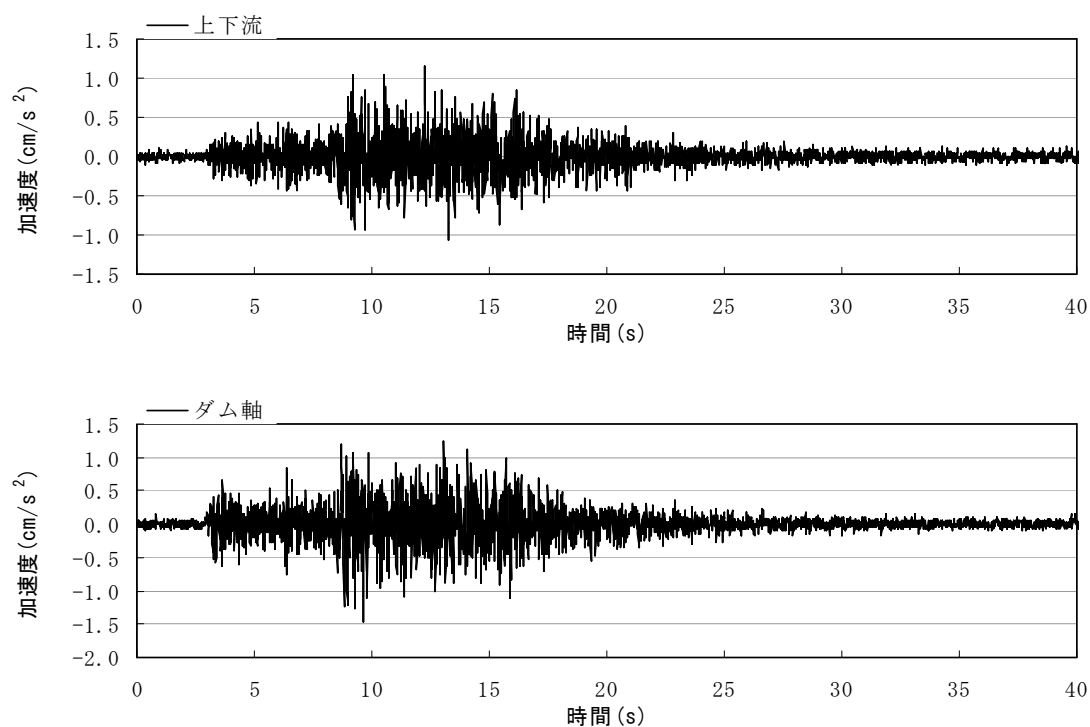


図6.4.16 小渋ダムサイトでの経験的サイト位相特性として用いた地震
(2003/05/18 03:29に発生したM_j4.7の地震)の観測記録

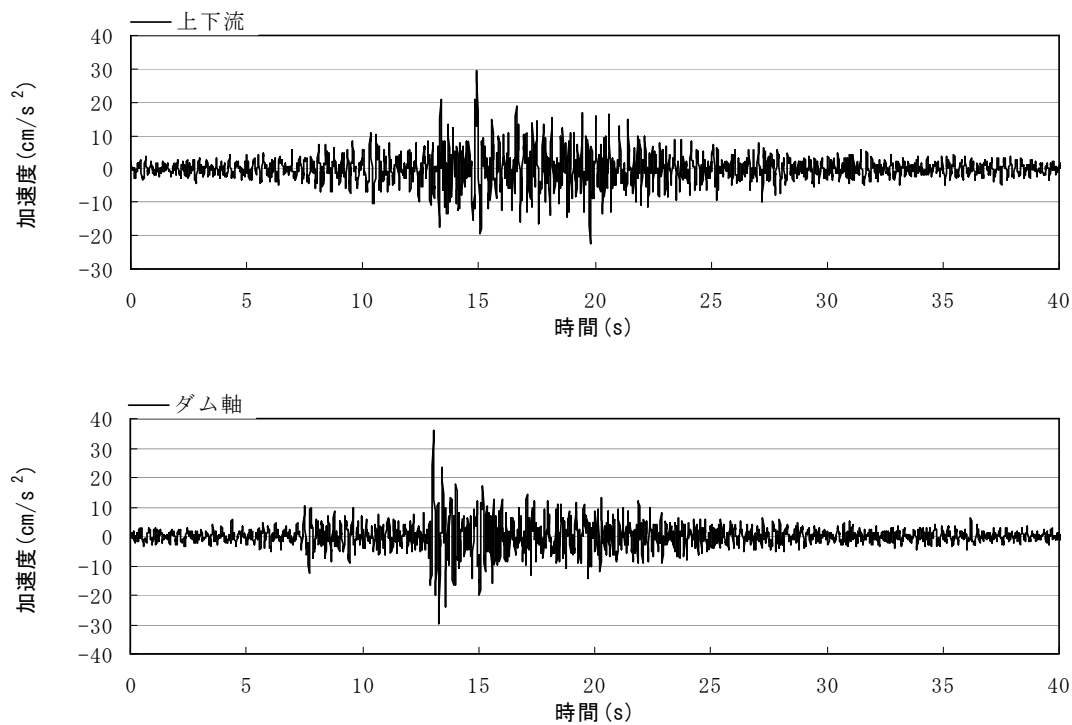


図6.4.17 小渋ダムサイトでの統計的グリーン関数の時刻歴波形

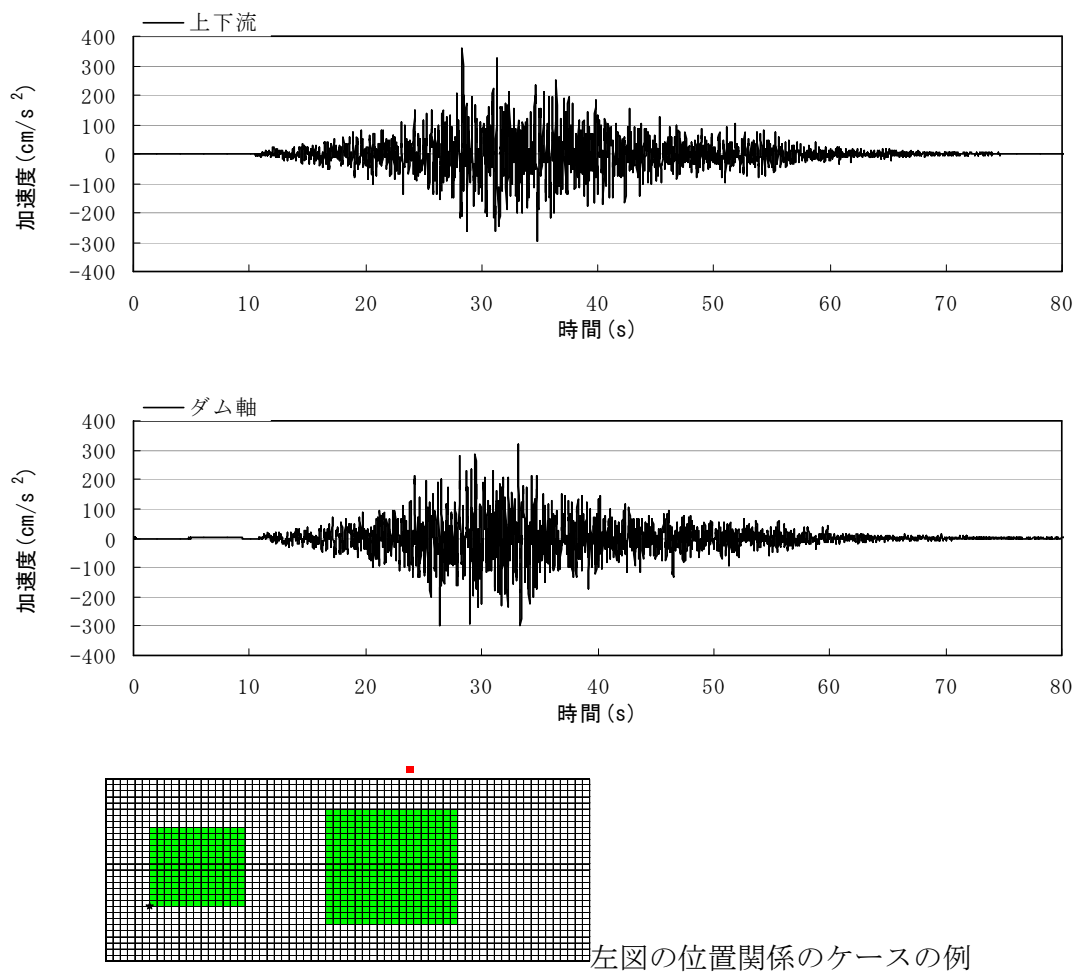
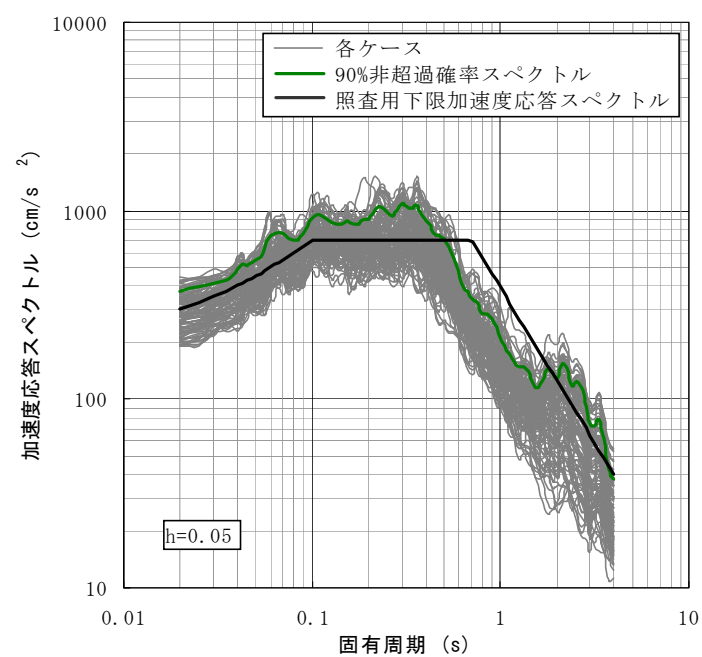
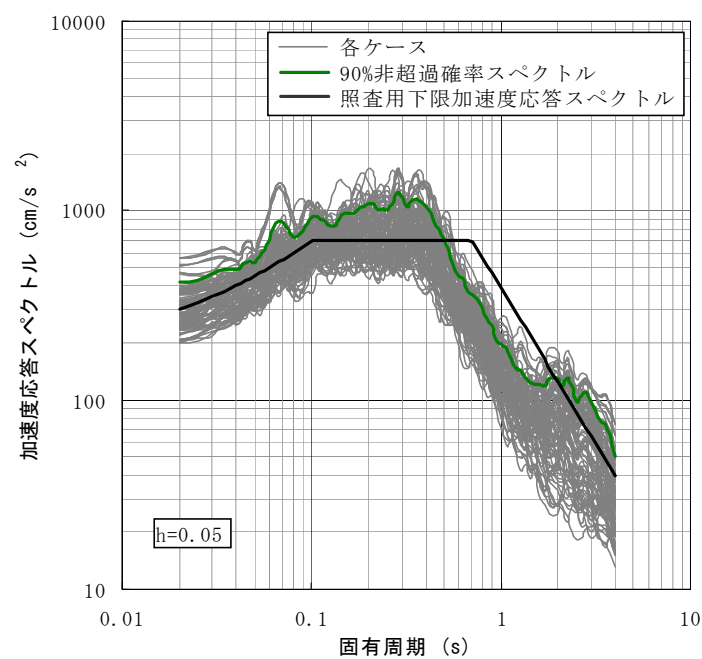


図6.4.18 小渋ダムサイトで合成された大地震(伊那谷断層帯境界断層・前縁断層同時活動)の地震動の時刻歴波形の例



(1) 上下流成分



(2) ダム軸成分

図6.4.19 小渋ダムサイトで合成された大地震(伊那谷断層帯境界断層・前縁断層同時活動)の地震動の加速度応答スペクトル(減衰5%)

参考文献[6章]

- [1] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：長期評価，http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02.htm
- [2] 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，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/06_yosokuchizu/index.htm，2006.
- [3] 国土交通省河川局：大規模地震に対するダム耐震性能照査指針(案)・同解説，2005.
- [4] 国土交通省中部地方整備局長島ダム管理所ウェブサイト，<http://www.cbr.mlit.go.jp/nagashima/index.html>
- [5] (財)日本ダム協会：長島ダム，ダム便覧，http://wwwsoc.nii.ac.jp/jdf/Dambinran/binran/All/All_1178.html
- [6] 活断層研究会：新編日本の活断層一分布図と資料，東京大学出版会，1990.
- [7] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)，日向灘の地震を想定した強震動評価について 付録，http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05sep_hyuganada/furoku.pdf，2005.
- [8] Somerville P.G., Irikura K., Graves R., Sawada S., Wald D., Abrahamson N., Iwasaki Y., Kagawa T., Smith N. and Kowada A.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seism. Res. Lett.*, 70, pp.59-80., 1999.
- [9] 宮腰研，関口春子，岩田知孝：すべりの空間的不均質性の抽出，平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書，pp.99-109，2001.
- [10] 石井透，佐藤俊明，Somerville, P. G.: 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出，日本建築学会構造系論文集，第527号，pp.61-70，2000.
- [11] 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，110，849-875，2001.
- [12] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：強震動評価，http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka03.htm
- [13] 佐藤智美，川瀬 博，佐藤俊明：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定およびその統計的経時特性，日本建築学会構造系論文集，第461号，pp.19-28，1994.
- [14] 佐藤良輔，岡田義光，鈴木保典，阿部勝征，島崎邦彦：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，鹿島出版会，1989.
- [15] 中央防災会議：「東海地震に関する専門調査会」のページ，<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/index.html>
- [16] 国土交通省四国地方整備局野村ダム管理所ウェブサイト，<http://www.skr.mlit.go.jp/nomura/>
- [17] (財)日本ダム協会：野村ダム，ダム便覧，http://wwwsoc.nii.ac.jp/jdf/Dambinran/binran/All/All_2274.html
- [18] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：中央構造線断層帯(金剛山地東縁-伊予灘)の長期評価について，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03feb_chuokozo/index.htm，2003.
- [19] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：山崎断層帯の地震を想定した強震動評価について，http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jan_yamasaki/index.htm，2004.
- [20] 中央防災会議：東南海、南海地震について「東南海・南海地震等に関する専門調査

- 会」のページ, http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/index_nankai.html
- [21] 札内川ダムホームページ, <http://www.satsudam.go.jp/>
- [22] (財)日本ダム協会: 札内川ダム, ダム便覧, http://wwwsoc.nii.ac.jp/jdf/Dambinran/binran/All/All_0173.html
- [23] 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)について, 2004.
- [24] 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」のページ, <http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaikou/index.html>
- [25] Satoh, T.: Influence of fault mechanism, depth, and region on stress drops of small and moderate earthquake in Japan, *Structural Eng./Earthquake Eng.*, Japan Society of Civil Engineers, Vol.23, pp.125-134, 2006.
- [26] 野津厚, 長尾毅: スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1112, 2005.
- [27] 古和田明, 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎: 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第514号, pp.97-104, 1998.
- [28] 野津厚: 経験的グリーン関数を用いた2003年十勝沖地震の波形インバージョン解析, 海溝型巨大地震を考える-広帯域強震動の予測-シンポジウム論文集, 土木学会・日本建築学会, pp.29-34, 2005.
- [29] 国土交通省東北地方整備局七ヶ宿ダム管理所: 七ヶ宿ダムウェブサイト, <http://www.thr.mlit.go.jp/shichika/index.html>
- [30] (財)日本ダム協会: 札内川ダム, ダム便覧, http://wwwsoc.nii.ac.jp/jdf/Dambinran/binran/All/All_0304.html
- [31] 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 福島盆地西縁断層帯の評価, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05apr_fukushima/index.htm, 2005.
- [32] 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について, http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05dec_miyagi/index.htm, 2005.
- [33] 国土交通省北陸地方整備局金沢河川国道事務所: 手取川ダム, いしかわのかわづくり, http://www.hrr.mlit.go.jp/kanazawa/mb2_jigyo/river/jigyo/04-3.html
- [34] (財)日本ダム協会: 手取川ダム, ダム便覧, http://wwwsoc.nii.ac.jp/jdf/Dambinran/binran/All/All_0920.html
- [35] 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 庄川断層帯の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04sep_syogawa/index.htm
- [36] 佐藤智美: 伝播経路モデルの与え方, 第34回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.23-34, 2006.
- [35] 国土交通省九州地方整備局筑後川ダム統合管理事務所ウェブサイト, <http://www.qsr.mlit.go.jp/toukan/>
- [36] (財)日本ダム協会: 下笠ダム, ダム便覧, http://wwwsoc.nii.ac.jp/jdf/Dambinran/binran/All/All_2797.html
- [37] 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 別府-万年山断層帯の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar_beppu/index.htm, 2005.
- [39] 国土交通省中部地方整備局天竜川ダム統合管理事務所: 美和ダム・小渋ダムウェブサイト, <http://www.cbr.mlit.go.jp/tendamu/>
- [40] (財)日本ダム協会: 小渋ダム, <http://wwwsoc.nii.ac.jp/jdf/Dambinran/binran/>

A11/A11_1021.html

- [41] 地震調査研究推進本部地震調査委員会：伊那谷断層帯の評価，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02jul_ina/index.htm，2002.
- [42] 建設省中部地方建設局小渋ダム工事事務所：小渋ダム，1969.

7. ダム耐震検討用地震動設定への半経験的手法の適用性の考察

本章では、6章で整理した半経験的手法による推定地震動の90%非超過確率スペクトルが、ダムの距離減衰式^[1]による推定地震動の応答スペクトルとどのような関係にあるかを整理した。図7.1.1～7.1.3は、それぞれ、重力式コンクリートダム、ロックフィルダム、アーチ式コンクリートダムについての比較結果である

ダムの距離減衰式が硬さの異なるサイトでの記録の平均的なものとなっていることから、例えば、比較的硬いサイトにあるアーチ式コンクリートダムは、ロックフィルダムと比べて、半経験的手法での推定結果よりも距離減衰式での推定結果の方が大きくなる可能性が考えられる。

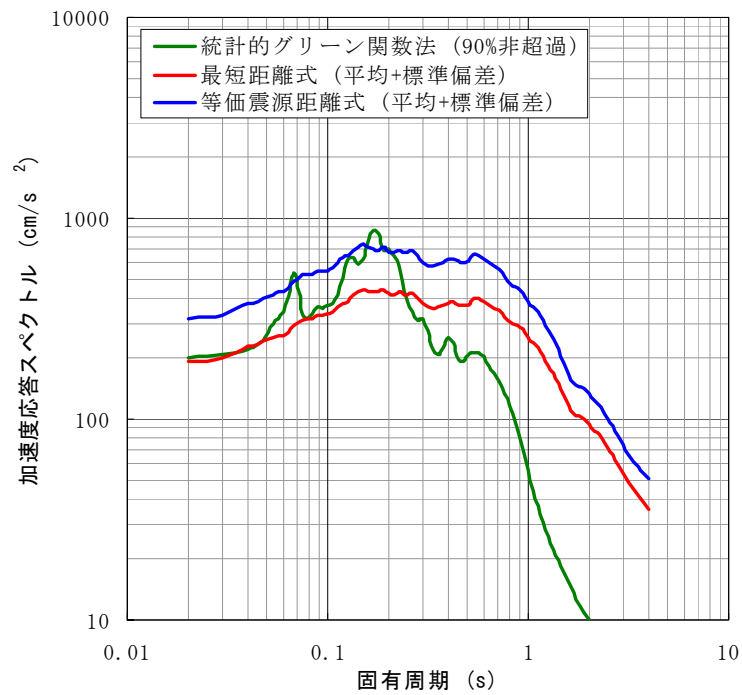
しかしながら、図7.1.1～7.1.3の結果、下筈ダム(アーチ式コンクリートダム)については、0.2秒付近を除いてダムの距離減衰式のほうが統計的グリーン関数法を大きく上回っているが、同じアーチ式コンクリートダムでも小渋ダムでは、0.5秒程度以下の短周期領域では統計的グリーン関数法のほうが距離減衰式のスペクトルを上回っており、ダムの型式別の傾向は見られなかった。

一方でどの型式でも共通していえることとして、半経験的手法での長周期の応答スペクトル振幅は、ダムの距離減衰式の結果に比べてかなり小さくなっている。これは、長周期帯の合成が元波形成分からは再現できないためであり、一般には、理論的手法を取り込んだハイブリット手法でこの課題に対処することになる。しかし、ダムの耐震検討にあたっては、ダムの形状の特質から、長周期はほとんど影響を与えないと考えられており、また実際の解析事例でも同様なことが示されており、あまり問題視する必要はないと考えられる。しかし、半経験的手法で得られた結果をダムの耐震検討用に用いる際には、このような点に留意しなければならない。

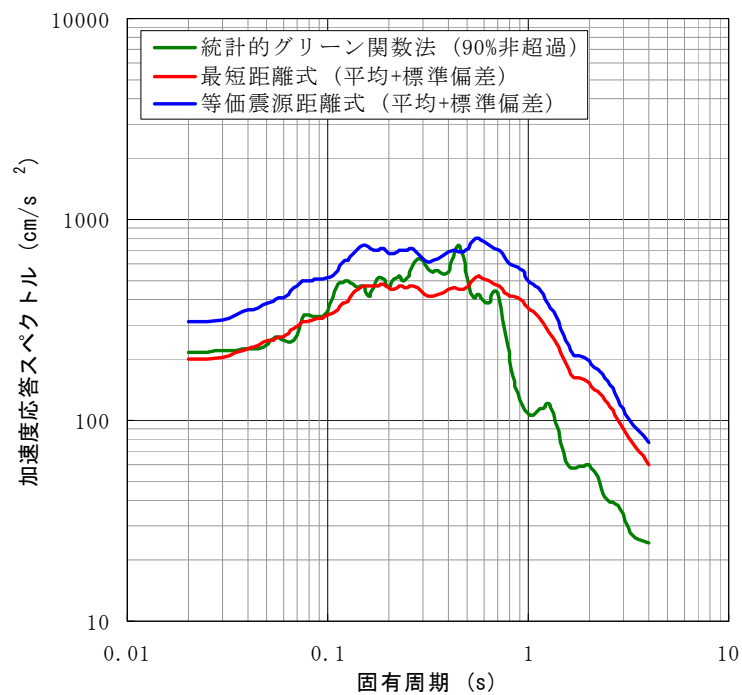
また、図7.1.1～7.1.3で比較したケースのほとんどは、統計的グリーン関数法におけるサイト増幅特性を重複反射理論で求めており、設定した一次元地盤モデルもダムサイトでの現地調査に基づくものではなく、ダム毎のサイト特性を適切に反映しているとは言い難い。ダムにおいて、統計的グリーン関数法による推定結果を用いるには、観測記録に基づく経験的サイト特性を用いるほうが望ましいと考えられ、今後そのような事例を蓄積していく必要があると考えられる。そのためには、ダムの基礎調査の段階から、このような視点での調査の充実が求められる。逆に、ダムの距離減衰式についても、ダムサイトごとのサイト増幅特性を、距離減衰式の地点補正係数という形などで考慮することも今後の研究課題の一つかも知れない。

本章においては、半経験的手法による地震動推定結果のダムの基礎地盤状況による差異と、ダムの距離減衰式から求められる結果との差異について考察を加えようと試みたのではあるが、図7.1.1～7.1.3の結果に見られるように、明確な傾向を把握することはできなかった。こうした結果や上記の考察、更には、ダムの地点毎のサイト特性を考慮する手法論につ

いて未熟な点多々あることから、今後は、検討ケースをさらに増やして傾向を把握していくとともに、各ダム of 既存の基礎地盤調査結果・地震動観測結果などの多くのデータの有効活用を図り、ダムのサイト増幅特性を適切に考慮できる新たな手法について、更なる検討を加えていく必要があると考えられる。

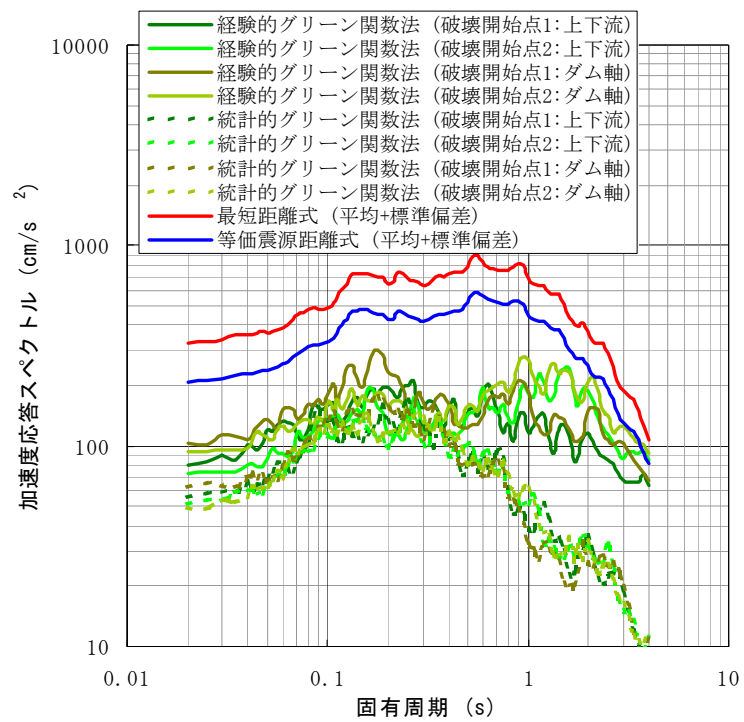


(1) 長島ダム 中央構造線赤石山地断層帯を震源とする地震



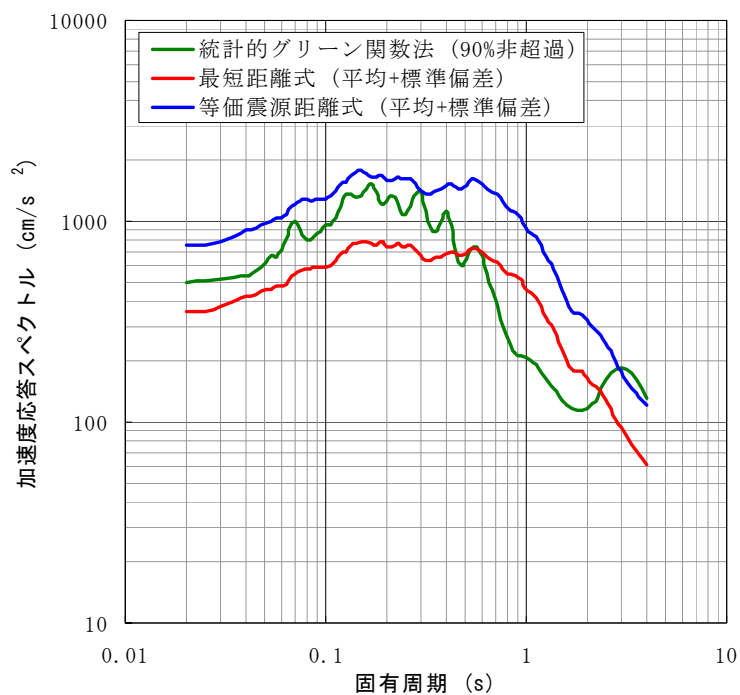
(2) 野村ダム 中央構造線石鎚山脈北縁西部-伊予灘を震源とする地震

図7.1.1 半経験的手法とダムの距離減衰式との推定地震動比較
(重力式コンクリートダム) [1/2]

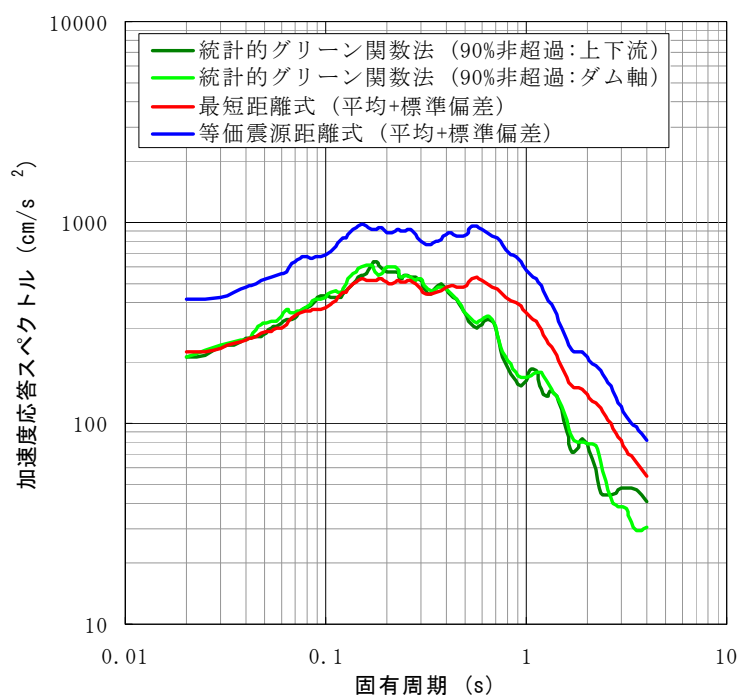


(3) 札内川ダム 十勝沖・根室沖の地震(連動)

図7.1.1 半経験的手法とダムの距離減衰式との推定地震動比較
(重力式コンクリートダム) [2/2]

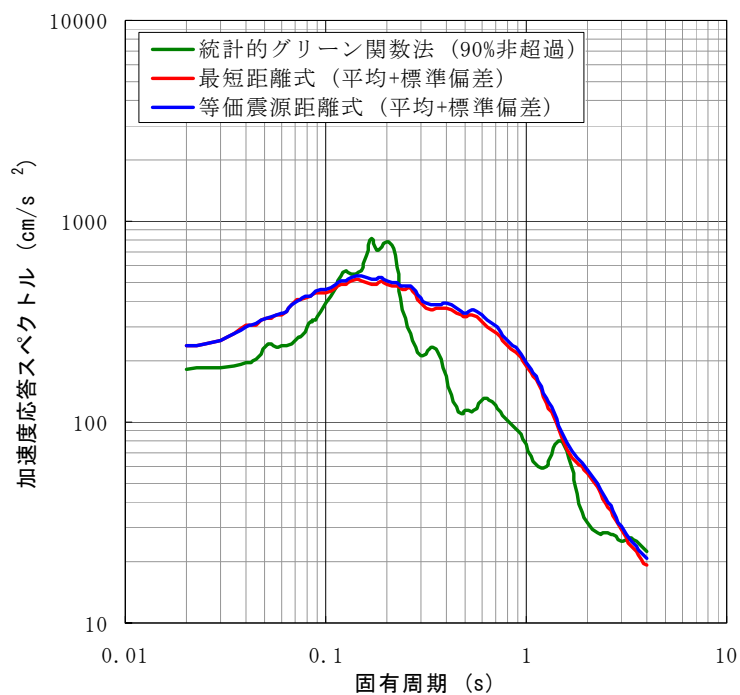


(1) 七ヶ宿ダム 福島盆地西縁断層帯を震源とする地震

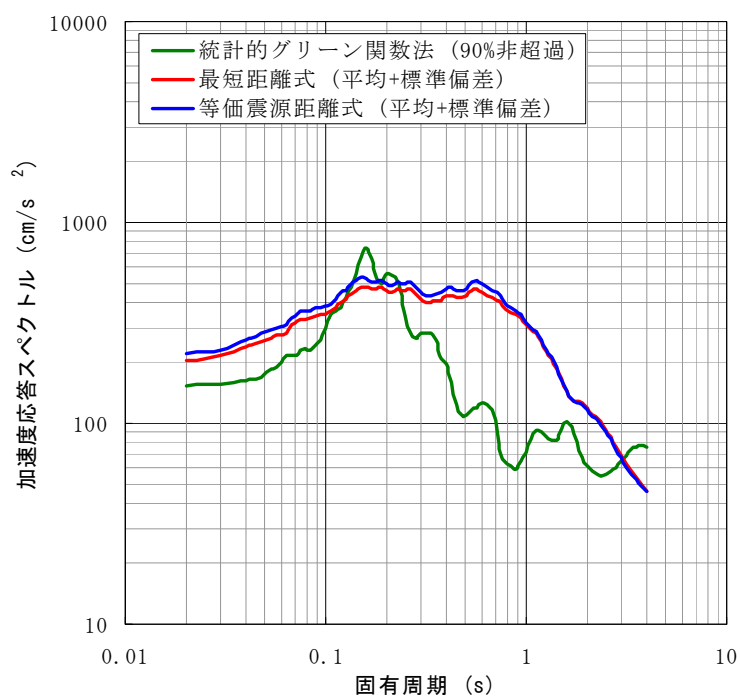


(2) 手取川ダム 庄川断層帯を震源とする地震

図7.1.2 半経験的手法とダムの距離減衰式との推定地震動比較 (ロックフィルダム)

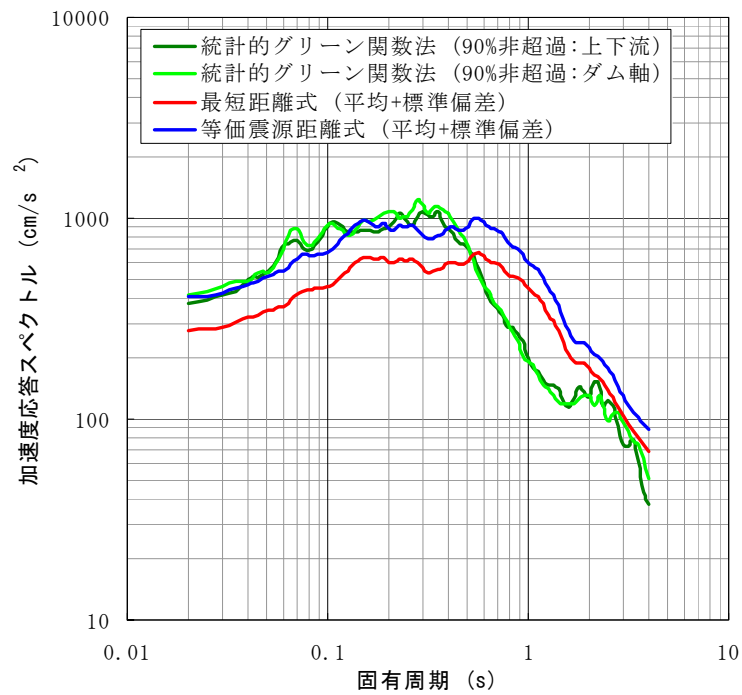


(1) 下笠ダム 崩平山-亀石山断層帯を震源とする地震



(2) 下笠ダム 別府湾-日出生断層帯を震源とする地震

図7.1.3 半経験的手法とダムの距離減衰式との推定地震動比較
(アーチ式コンクリートダム) [1/2]



(3) 小渋ダム 伊那谷断層帯境界断層・前縁断層(同時活動)を震源とする地震

図7.1.3 半経験的手法とダムの距離減衰式との推定地震動比較

(アーチ式コンクリートダム) [2/2]

参考文献[7章]

- [1] 松本徳久, 吉田等, 佐々木隆, 安中正: ダムサイトでの地震動の応答スペクトル, 大ダム, No. 186, pp. 69-76, 2004.

謝 辞

本検討には平成 17 年度～平成 19 年度の河川総合開発事業調査費・調査委託費を活用させて頂きました。関係各位に深く感謝致します。また本資料のとりまとめにあたっては、日本技術開発株式会社の福島氏に多大なご協力をいただいた。この場を借りてお礼申し上げます。

なお、本検討では、独立行政法人防災科学技術研究所の K-NET および KiK-net の観測記録とボーリングデータを使用させて頂きました。