

博士論文

音波検層によるメタンハイドレート賦存層の
地震波減衰評価

鈴木 博之

要旨.....	7
1 序論.....	9
1.1 研究背景.....	9
1.2 ハイドレート物質特性を利用した賦存域の探査.....	10
1.2.1 BSR を用いたハイドレート賦存域探査.....	10
1.2.2 速度を用いたハイドレート賦存域探査.....	12
1.2.3 弾性波速度を用いたハイドレート探査における問題点.....	13
1.2.4 弾性波減衰を用いたハイドレート賦存域探査.....	14
1.3 本研究の目的・論文構成.....	15
2 先行研究.....	16
2.1 減衰の理論.....	16
2.1.1 Q 値.....	16
2.1.2 内部減衰及び散乱減衰.....	17
2.1.3 減衰の周波数依存性.....	17
2.1.4 内部減衰のメカニズム.....	18
2.2 各種地震探査データを用いた減衰解析例.....	18
2.2.1 各種解析手法.....	18
2.2.2 VSP を用いた減衰算出.....	19
2.2.3 音波検層を用いた減衰算出.....	20
2.3 音波検層における減衰算出手法と問題点.....	20
2.3.1 Spectral ratio 法による減衰算出.....	20
2.3.2 Centroid frequency shift 法による減衰算出.....	21
2.3.3 Median frequency shift 法による減衰算出.....	23
2.3.4 既存手法における問題点.....	27
3 減衰計算手法の提案及び性能評価.....	29
3.1 手法の提案.....	29
3.2 数値モデルによる性能評価.....	30
3.2.1 ノイズの影響.....	30
3.2.1.1 ノイズのないモデルでの性能評価.....	30
3.2.1.2 ノイズのあるモデルでの性能評価.....	32
3.2.2 Reference depth および Reference value の影響.....	34
3.2.3 使用する受振器間隔の影響.....	35
3.2.4 受振器数の影響.....	37
3.3 性能評価のまとめ.....	40
4 フィールドデータへの適用.....	42
4.1 本研究で用いるフィールドデータについて.....	42
4.2 各種減衰計算手法の比較.....	48

4.3	Reference depth および Reference value の影響.....	52
4.4	受振器間隔の影響.....	54
4.5	受振器数の影響.....	58
4.6	窓関数の影響.....	66
4.7	各計算結果の相関.....	70
4.8	不均質性の減衰への影響.....	80
5	議論・考察.....	83
5.1	提案手法の有効性と限界.....	83
5.2	受振器間隔ならびに受振器数が減衰結果に及ぼす影響.....	83
5.3	散乱現象・震源カップリング・幾何発散の影響.....	84
5.4	速度と減衰の比較.....	85
5.5	周波数依存性.....	87
5.6	ハイドレート生産井決定における減衰情報の貢献可能性.....	88
6	結論.....	90
	参考文献.....	91
	謝辞.....	99

図 1.1.1	ハイドレート構造図(Kvenvolden, 1993)	9
図 1.1.2	世界のハイドレート分布図(Kvenvolden, 1993)	10
図 1.2.1.1	ハイドレート安定条件(Kvenvolden, 1993)	11
図 1.2.1.2	日本近海の BSR 分布図(林 et al., 2010)	12
図 1.2.3.1	ハイドレートの存在形態	14
図 1.2.3.2	ハイドレート飽和率と速度の定性的関係	14
図 2.1.4.1	ハイドレート層トモグラフィー(Chaouachi et al., 2015)	18
図 2.2.1.1	各種地震探査とその周波数範囲	19
図 2.3.1.1	SR の概念図	21
図 2.3.3.1	MFS によるノイズ抑制効果のメカニズム	25
図 3.2.1.1.1	1 次元 3 層、減衰及び速度モデル(実線が減衰、破線が速度)	30
図 3.2.1.1.2	Dipole Sonic Imager(DSI)装置図	31
図 3.2.1.1.3	Monopole、Dipole 発震概念図	32
図 3.2.1.1.4	各手法により算出した減衰ログ((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、(d):MFS-2、 (e):MFS-3、(f):MFS-4、(g):MFS-5、(e)、(f)、(g)の破線は標準偏差)	32
図 3.2.1.2.1	各手法により算出した減衰ログ((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、(d):MFS-2、 (e):MFS-3、(f):MFS-4、(g):MFS-5、(e)、(f)、(g)の破線は標準偏差、各手法の RMS error を上部に記載)	33
図 3.2.2.1	Reference depth(ζ)および Reference value($1/Q$)を変化させた MFS-1 による減衰 算出((a)~(d): $1/Q=0.01$ 、(e)~(h): $1/Q=0.02$)	34
図 3.2.3.1	各種計算手法、受振器間隔による RMS error の比較((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、 (d):MFS-3、(e):MFS-4)	36
図 3.2.3.2	MFS-4 による、受振器間隔を変更した際の各深度における減衰値の比較	37
図 3.2.4.1	MFS-4 による減衰算出(使用受振器数変化)	38
図 3.2.4.2	MFS-4 で受振器数を変化させない場合との減衰値比較	39
図 3.2.4.3	MFS-4 で受振器数を変化させない場合との RMS error 比較	40
表 3.3.1	MFS 各手法の比較	40
図 4.1.1	南海トラフ((a)Matsushima,2005、(b)Takayama, et al.,2004)	42
図 4.1.2	南海トラフ断面図(Inamori, et al.,2004)	42
図 4.1.3	PSW-1 データ((a):Monopole 波形、(b):Dipole 波形、(c):ハイドレート飽和率、(d):P 波速度、(e):S 波速度)	43
図 4.1.4	PSW-3 データ((a):Monopole 波形、(b):Dipole 波形、(c):ハイドレート飽和率、(d):P 波速度、(e):S 波速度)	44
図 4.1.5	PSW-1 : P 波、窓関数ならびにバンドパスフィルター適用前後波形	45
図 4.1.6	PSW-1 : S 波、窓関数ならびにバンドパスフィルター適用前後波形	46
図 4.1.7	PSW-3 : P 波、窓関数ならびにバンドパスフィルター適用前後波形	47
図 4.1.8	PSW-3 : S 波、窓関数ならびにバンドパスフィルター適用前後波形	48

図 4.2.1 PSW-1 : P 波、 各手法により算出した減衰ログ((a):SR、 (b):CFS、 (c):MFS-1、 (d):MFS-2、 (e):MFS-3、 (f):MFS-4、 (g)MFS-5、 (e)、 (f)、 (g)の破線は標準偏差)	49
図 4.2.2 PSW-1 : S 波、 各手法により算出した減衰ログ((a):SR、 (b):CFS、 (c):MFS-1、 (d):MFS-2、 (e):MFS-3、 (f):MFS-4、 (g)MFS-5、 (e)、 (f)、 (g)の破線は標準偏差)	50
図 4.2.3 PSW-3 : P 波、 各手法により算出した減衰ログ((a):SR、 (b):CFS、 (c):MFS-1、 (d):MFS-2、 (e):MFS-3、 (f):MFS-4、 (g)MFS-5、 (e)、 (f)、 (g)の破線は標準偏差)	51
図 4.2.4 PSW-3 : S 波、 各手法により算出した減衰ログ((a):SR、 (b):CFS、 (c):MFS-1、 (d):MFS-2、 (e):MFS-3、 (f):MFS-4、 (g)MFS-5、 (e)、 (f)、 (g)の破線は標準偏差)	52
図 4.3.1 PSW-1 P 波 MFS-1 による減衰値算出(Reference depth(ζ)変化)	53
図 4.3.2 PSW-1 P 波 MFS-1 による減衰値算出	54
図 4.4.1 PSW-1 P 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器間隔の関係	55
図 4.4.2 PSW-3 P 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器間隔の関係	56
図 4.4.3 PSW-1 S 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器間隔の関係	57
図 4.4.4 PSW-3 S 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器間隔の関係	58
図 4.5.1 PSW-1 P 波減衰(MFS-4、 受振器数変化)	59
図 4.5.2 PSW-1 S 波減衰(MFS-4、 受振器数変化)	60
図 4.5.3 PSW-3 P 波減衰(MFS-4、 受振器数変化)	61
図 4.5.4 PSW-3 S 波減衰(MFS-4、 受振器数変化)	62
図 4.5.5 PSW-1 P 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器数の関係	63
図 4.5.6 PSW-1 S 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器数の関係	64
図 4.5.7 PSW-3 P 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器数の関係	65
図 4.5.8 PSW-3 S 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器数の関係	66
図 4.6.1 PSW-1 P 波 窓関数が波形と減衰ログに与える影響	67
図 4.6.2 PSW-1 S 波 窓関数が波形と減衰ログに与える影響	68
図 4.6.3 PSW-3 P 波 窓関数が波形と減衰ログに与える影響	69
図 4.6.4 PSW-3 S 波 窓関数が波形と減衰ログに与える影響	70
図 4.7.1 PSW-1 飽和率 - 減衰クロスプロット((a)P 波、 (b)S 波、 速度による分類)	72
図 4.7.2 PSW-1 飽和率 - 速度クロスプロット((a)P 波、 (b)S 波、 減衰による分類)	72
図 4.7.3 PSW-3 飽和率 - 減衰クロスプロット((a)P 波、 (b)S 波、 速度による分類)	73
図 4.7.4 PSW-3 飽和率 - 速度クロスプロット((a)P 波、 (b)S 波、 減衰による分類)	73
図 4.7.5 PSW-1 速度 - 減衰クロスプロット((a)P 波、 (b)S 波、 飽和率による分類)	74
図 4.7.6 PSW-3 速度 - 減衰クロスプロット((a)P 波、 (b)S 波、 飽和率による分類)	74
図 4.7.7 PSW-1 飽和率 0%区間を除いた飽和率 - 減衰クロスプロット	75
図 4.7.8 PSW-1 飽和率 0%区間を除いた飽和率 - 速度クロスプロット	75
図 4.7.9 PSW-3 飽和率 0%区間を除いた飽和率 - 減衰クロスプロット	76
図 4.7.10 PSW-3 飽和率 0%区間を除いた飽和率 - 速度クロスプロット	76
図 4.7.11 PSW-1 飽和率 0%区間を除いた速度 - 減衰クロスプロット	77

図 4.7.12 PSW-3 飽和率 0%区間を除いた速度 - 減衰クロスプロット	77
図 4.7.13 PSW-1 飽和率 0%区間における速度 - 減衰クロスプロット	78
図 4.7.14 PSW-3 飽和率 0%区間における速度 - 減衰クロスプロット	78
図 4.7.15 PSW-1 P波 ハイドレート飽和率 0%区間の分類.....	79
図 4.7.16 PSW-3 P波 ハイドレート飽和率 0%区間の分類.....	80
図 4.8.1 速度検層ログの自己相関関数.....	82

要旨

永久凍土層の地層下、および日本近海を含む世界各地の海底下において存在が確認されているハイドレート濃集帯の指標として、存在下限を示していると考えられている海底疑似反射面(Bottom Simulating Reflector、以下 BSR)の探査が広く行われている。しかし、BSR からは濃集帯の層厚を測定することはできず、また、下部にガス層がない場所ではハイドレート層との特性の差が明瞭ではないため BSR が記録に現れてこないと考えられ、資源量の算定には不十分である。そのため、近年では BSR 以外の物理的特性を併せての探査が行われている。ハイドレート層では地震波速度が高くなることが知られており、速度と飽和率の相関を用いることが多いが、ハイドレート飽和率による速度上昇の程度はハイドレートの孔隙内における存在形式により異なるといった課題がある。

現在では BSR や速度以外の物理的特性に関する研究も行われている。ハイドレート層においては減衰値も高くなることが検層波形から確認されているため、その減衰情報を基にして資源量を評価するというものもその一つである。新たに特性として減衰を併せることにより、より安定的な探査が可能になると考えられるが、減衰は多くの影響が複合して起こる現象であり、データから算出した結果には不確実性があると考えられる。現在広く用いられている計算手法はノイズに非常に敏感であり、新たに提案されている手法もその不確実性を見積もることはできない。

そこで、本研究では、従来の減衰算出手法で考えられるノイズに対する安定性、計算結果の不確実性を見積もりといった問題点に対応した新たな手法の提案を目的とした。本論文では、地層の調査や物理的特性の計測に広く用いられている物理検層、その一種である音波検層により取得されたデータから減衰を算出することとした。発震器から発せられた波形を距離の異なる複数の受振器で取得することで特性を計測する手法である。

はじめに、広く用いられている減衰算出手法である Spectral ratio(以下 SR)、及び Centroid frequency shift(以下 CFS)のレビューとその問題点を考察した。次いで安定的な減衰算出手法である Median frequency shift(以下 MFS)を検証した。先述のように、SR 及び CFS はノイズの影響を非常に強く受け、MFS はノイズによる影響は抑制されるが、計算に用いる値に任意性があるため、結果の信頼性に問題があることが示唆された。その任意性を考慮した手法(以下 MFS-1、MFS-2)に関しても検証したが、計算結果の不確実性を見積もることはできないことが確認された。

それらの問題点を考慮し、本論文では MFS を基に任意性を取り除き、結果の不確実性も見積もることが可能な手法を 3 種(以下 MFS-3、MFS-4、MFS-5)提案した。MFS-3、MFS-4 は計算に必要な受振器の組み合わせを任意に選択する手法であるが、任意の値を設定する必要はない。MFS-5 は受振器の組み合わせにも計算に用いる値にも任意に設定、選択する要素はないという特徴を有している。

まず簡単なモデル波形を作成し、SR、CFS、MFS-1~5 の各手法で性能評価を行った。その結果、どの手法もノイズがまったくない場合は正確に値を算出できるが、ノイズが加わると SR、CFS と影響を受けやすい手法では結果が著しく不安定になることが分かった。MFS-1~5 は安定した値をとったが、用いる値に任意性がある MFS-1 ではその値に結果が大きく依存することが示された。今回提案した手法(MFS-3~5)は他の手法と異なり標準偏差を算出することが可能であり、

MFS-5 は標準偏差が特に小さく、安定的な手法であることが示唆された。受振器の選択に任意性のある手法(SR、CFS、MFS-1、MFS-3、MFS-4)に関してはその影響も検証した。

この結果を踏まえ、次の段階として実際のデータで減衰の算出を行った。平成 11 年度基礎試錐「南海トラフ」検層データから、2 本の坑井で取得された検層データに各手法(SR、CFS、MFS1~5)を用いて比較した結果、モデル波形で検証した際と同様の傾向が見られた。

実データには速度やハイドレート飽和率などのデータがあったため、MFS-5 で求めた減衰の値と各種データで相関を見たところ、速度と飽和率の間には比較的強い相関が、また、減衰と飽和率の間には速度と飽和率との間の相関と同程度、ある程度の相関があった。速度と減衰が完全な相関になっていないにもかかわらず飽和率とはどちらも同程度の相関を持っていることから、減衰を加えることでハイドレート探査の安定性が増大する可能性が示唆された。

算出された減衰値が比較的大きいものだったことから、その理由の一つとして散乱減衰による影響を考え、不均質性について計算を行ったが、今回用いた実データの精度では散乱減衰を正しく見積もることができなかった。そこで、更に精密なデータの取得、また、震源カップリング効果や幾何発散による影響を考慮すること、減衰の周波数依存性や音波検層以外のデータへの本提案手法の適用などを今後の展望として掲げた。

1 序論

1.1 研究背景

ガスハイドレート(以下 GH)とは、水分子が低温高圧化においてかご構造を作り、ガスを内包し固体化したものを指し(Sloan and Koh, 2006)、シベリアの永久凍土層の地層下(Makogon, 1997)、および日本近海を含む世界各地の海底下において存在が確認されている (Kvenvolden et al., 2001)。

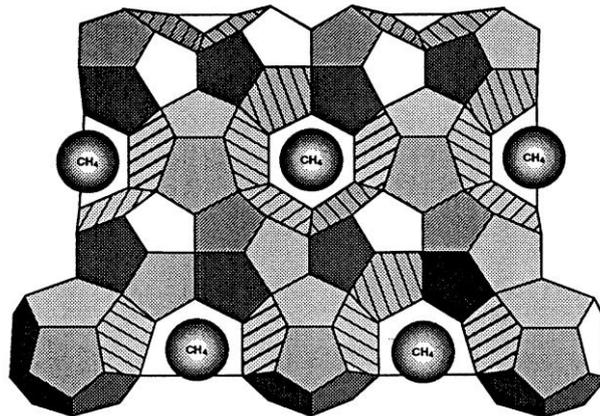


図 1.1.1 ハイドレート構造図(Kvenvolden, 1993)

図 1.1.1 に示したように、メタンやエタン及び同程度の直径を持つ二酸化炭素、硫化水素などを含有可能な程度のかごを形成するケースが多いが、ダイヤモンドのような構造を作りプロパンやイソブタンなど、更に大きい分子を含有可能なかごを形成するケースも確認されている (Bourry et al., 2009)。GH は複数種類のガスを内包しているものの総称であり、内包しているものがほぼメタンのみであるハイドレートをメタンハイドレート(MH)と言い、日本で産出されるハイドレートは MH がほとんどである。

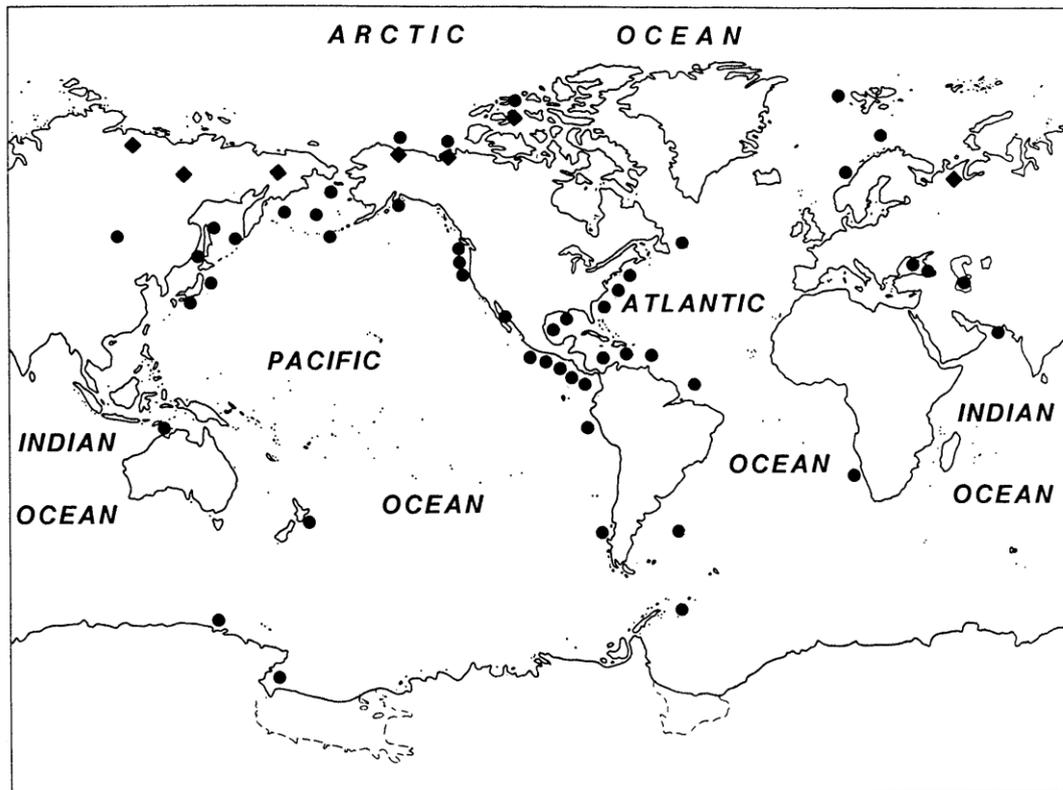


図 1.1.2 世界のハイドレート分布図(Kvenvolden, 1993)

図 1.1.2 は世界でハイドレートが発見、あるいは分布が予測される地域を示したものであり、丸で示されているものは海域、菱形で示してあるものは陸域である。ハイドレートでは 1m^3 につき、常温常圧で気体となった際最大 164m^3 までの量のガスを内包できるため、各地に存在するハイドレートにも大量のガス資源が内包されているのではないかと期待され、米国、日本、カナダ、中国、インド、韓国などにおいて近年非在来型のエネルギー資源として注目されている。地層の広範囲の分布を探索するために用いられる手法としては反射法地震探査が広く用いられており、ハイドレートに関しては濃集帯の指標として海底疑似反射面(Bottom Simulating Reflector、BSR)の探査が当初広く行われてきた (e.g., Ojha and Sain, 2009)。

1.2 ハイドレート物質特性を利用した賦存域の探査

1.2.1 BSR を用いたハイドレート賦存域探査

反射法により海底を探索した際、通常的地層とは性質が大きく異なり、海底の反射記録に並行で、位相が逆転した反射面が記録に現れることがあった。この性質から BSR と呼んでいたが、研究により BSR が海底のハイドレートの温度・圧力における存在下限を示すと考えられるようになった (Tucholke et al., 1977)。ハイドレートが形成、分解される圧力と温度について、その境界条件を示したものが図 1.2.1.1 になるが、BSR の周辺地層の予想温度、圧力がこの境界と一致したためである。BSR より上部ではハイドレートが存在し、下部にはハイドレートが存在しない。

地下深くになるほど圧力は増すが地熱により温度も上昇するため、ハイドレート安定領域の境界条件を満たさなくなるためである。BSR 下部にはフリーガス層というガス層が存在することが多いが、これは、ハイドレート層がシール層のような役割を果たし、ガスがトラップされるためと考えられている。また、次節で述べるがハイドレート層は高速度になるため、BSR はハイドレート層の高速度層が他の低速度層に重なるその境界での反射波が記録として現れたと考えられている (Stoll, 1974)。

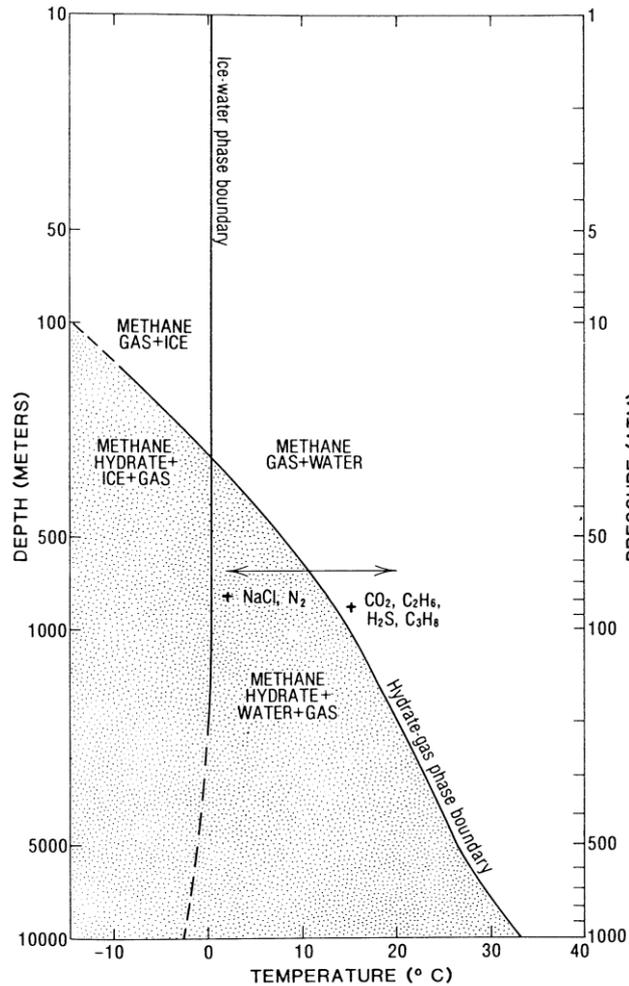


図 1.2.1.1 ハイドレート安定条件(Kvenvolden, 1993)

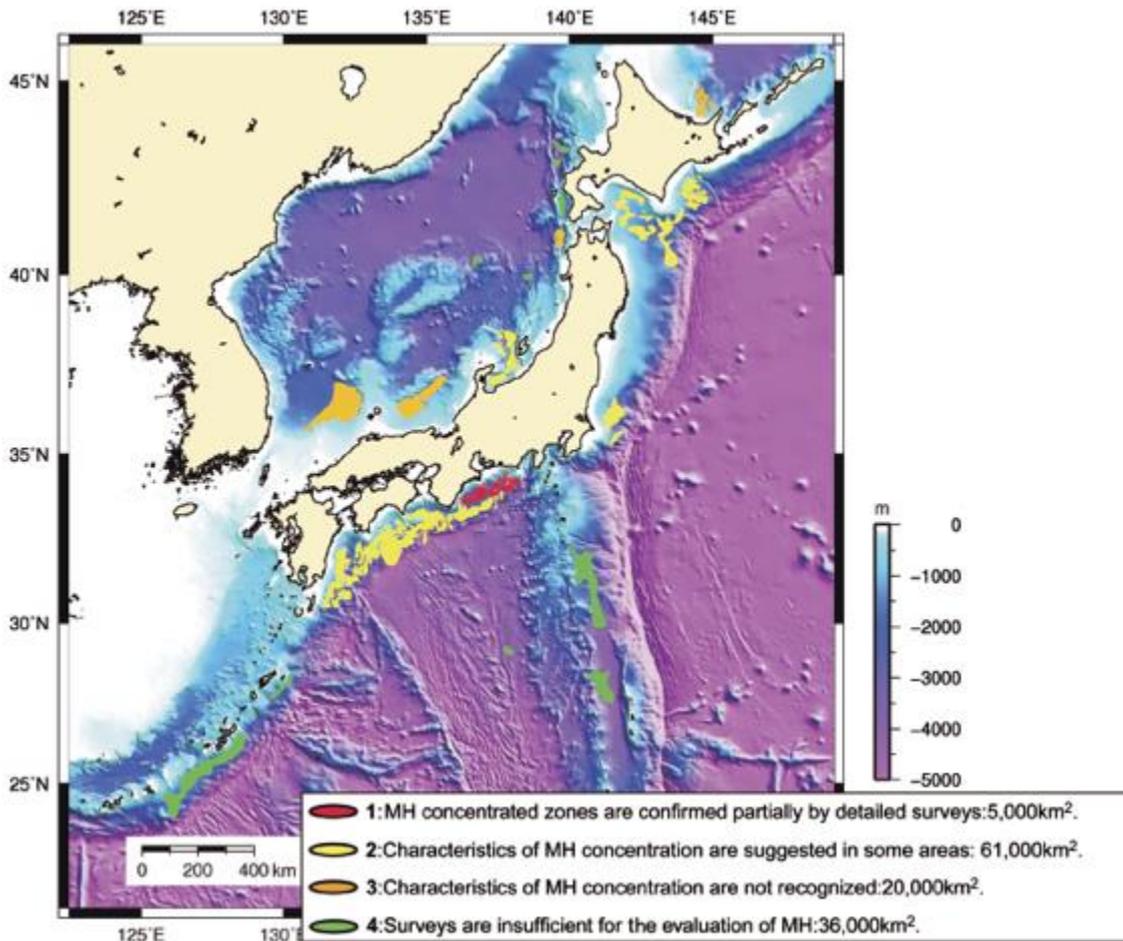


図 1.2.1.2 日本近海の BSR 分布図(林 et al., 2010)

図 1.2.1.2 は地震探査データにより作成された日本近海の BSR 分布図である。図に示されているように BSR が確認されてもハイドレートの濃集帯が示唆されない地域、調査データが少ないため BSR は確認されるもののハイドレートの存在が不明の地域なども多い (林 et al., 2010)。

また、BSR によるハイドレート賦存域の探査は広範囲の探査が可能であるが、あくまでハイドレート層の存在下限を示す指標である。ハイドレート層の層厚を測定することはできない。また、BSR はハイドレート層と下部のガス層との特性の差から生じると考えられるが、常にハイドレート層の下にガスが存在するわけではない。従って下部にガス層がない場所ではハイドレートが存在していても BSR は記録に明確に現れてこない場合や、BSR は存在してもハイドレートが存在しない場合がある (Ojha and Sain, 2009)。

このように、BSR による探査には問題点もあり、ハイドレート資源量の正確な算定には不十分であると考えられる。

1.2.2 速度を用いたハイドレート賦存域探査

前節で指摘したように、BSR はハイドレートを探査する際、探査地域を絞り込むための指標と

してはある程度有用であると考えられるが、そのみでは不十分である。そのため、近年では BSR の他にハイドレート層の物理的特性を併せての探査手法に注目が集まってきている。

ハイドレート層においては地震波速度が高くなることが知られており、その特性を用いて速度と飽和率の相関からハイドレート層の探査が行われている (Ecker et al., 1998; Helgerud et al., 1999; Carcione and Tinivella, 2000; Gei and Carcione, 2003)。純粋なメタンハイドレート結晶の P 波速度は合成された試料による測定がなされており、その P 波速度は 3770m/s 程度である (Helgerud et al., 2009)。通常、未固結堆積物での P 波速度は 1600m/s~1800m/s であるが、岩石物理学によると、ハイドレートが未固結堆積物の粒子に接する場合には、ハイドレートが堆積物の構造を強固にする成分として働く可能性が示唆されている (Helgerud et al., 1999)。従って、ハイドレートが存在する層では、地震波の速度が高くなることが考えられる。実際、Priest et al.(2005)による室内実験では、少量のハイドレートの存在が P 波、S 波の速度に大きく影響を与えることが確認されている。堆積物中にメタンハイドレートが存在することで、堆積物の孔隙が埋まることで堆積層を硬化させ、地震波速度が増大することが確認されたといえるだろう。このハイドレート層における速度が周囲の堆積層の速度と比べはるかに高いため、速度情報を用いてハイドレートの資源量を把握するための研究が行われてきた (e.g., Ecker et al., 2000)。

1.2.3 弾性波速度を用いたハイドレート探査における問題点

ハイドレート飽和率による速度上昇の程度はハイドレートの存在形式により異なるといった課題がある。ハイドレートの存在している状態は図 1.2.3.1 のように、堆積物と接触しておらず、海水中を漂っている状態 (Suspending model)、堆積物と接触している状態 (Contacting model)、堆積物を取り囲んでいる状態 (Coating model)、の 3 種類が考えられる (Helgerud et al., 1999)。ハイドレートが堆積物と接触して存在している場合 (図 1.2.3.1 中、右)、ハイドレートがわずか数%存在するだけでも大きな速度上昇をもたらす。しかし、堆積物の孔隙内に浮遊している場合には (図 1.2.3.1 左)、ハイドレートが存在していてもほとんど速度の変化は起きない。

図 1.2.3.2 はハイドレートの飽和率と速度上昇の定性的関係をグラフ化したものである。P 波、S 波それぞれ、ハイドレートの存在形式によって速度上昇の割合が異なることがわかる。最も速度上昇の割合が大きい、すなわちハイドレート飽和率と速度の相関が強いものは Coating model である。次に相関が強いものは Contacting model であり、Suspending model は最も相関が弱い。

このように、速度とハイドレート飽和率との相関が存在形態によって異なる以上、速度のみを用いてハイドレート飽和率を測定することは難しいと考えられる。例えばハイドレートが Suspending model で存在した場合、飽和率が上昇しても速度はあまり変化しないため、ハイドレートが他のモデルで存在すると考えているとその資源量は過小評価されてしまう。BSR の探査に速度を加えてもまだハイドレートを正確に資源量評価するには不十分であると考えられる。

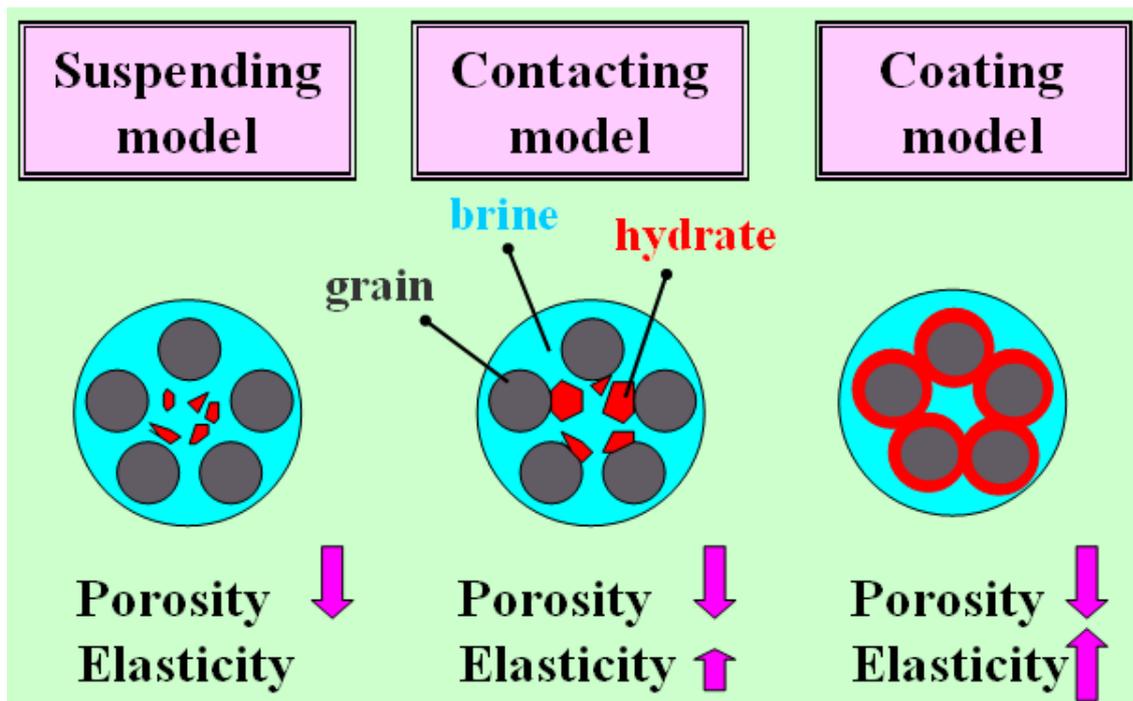


図 1.2.3.1 ハイドレートの存在形態

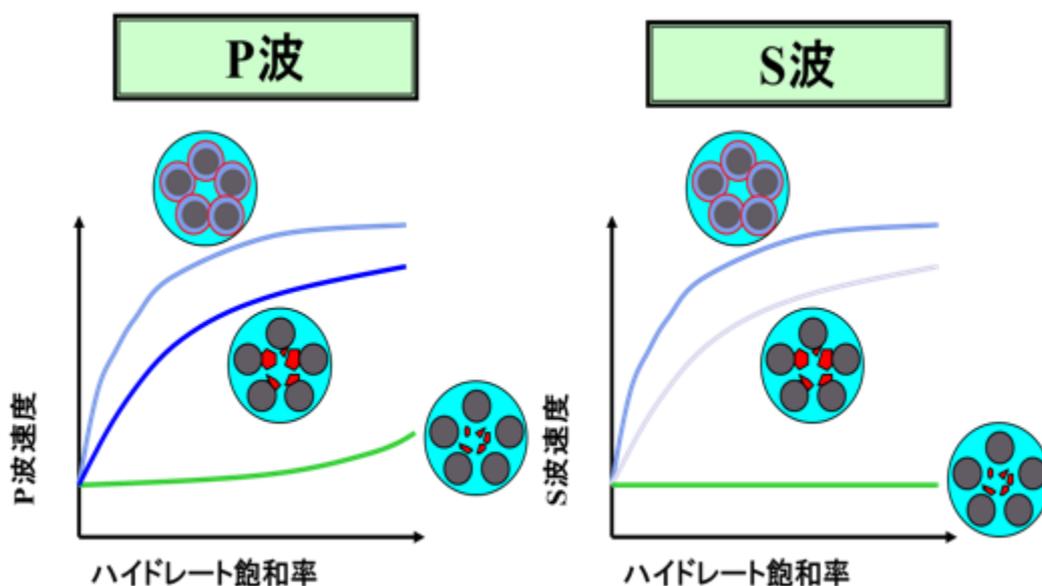


図 1.2.3.2 ハイドレート飽和率と速度の定性的関係

1.2.4 弾性波減衰を用いたハイドレート賦存域探査

BSR や速度情報以外の、ハイドレート層で示される物理的特性に関する研究が行われている。たとえば、ハイドレート層では比抵抗が高い値を取るということも知られている (e.g., Weitemeyer et al., 2006)。ハイドレートは形成する際に塩分を結晶から排除するため、周囲の海水は比抵抗が低く比較的電気が流れやすいのに対し、ハイドレートは氷に近く高い比抵抗を取る

ようになる。理論上絶縁体となることから飽和率の高い層では電気の流れが制限される。

また、ハイドレート層においては弾性波減衰値も高くなることが検層波形から確認されており (Guerin and Goldberg 2002, 2005; Matsushima 2005; Bellefleur et al. 2007; Rossi et al. 2007; Madrussani et al. 2010; Nittala et al. 2017)、その減衰情報を基にしたハイドレート飽和率を推定する研究も行われている (Guerin and Goldberg 2002, 2005; Matsushima 2005)。BSR、速度情報に加え減衰情報も併せることで、より安定的なハイドレート探査が可能になるのではないかと考えられる。しかし、観測される減衰現象は例えばデータ取得に用いるツールによる影響 (Lee and Waite, 2007) や坑井内の不規則性 (Matsushima, 2007)、地層の不均質性 (Huang et al., 2009) など、多くの影響が複合して起こる現象であり、データから算出した結果には不確実性があると考えられる。広く用いられている計算手法はノイズに非常に敏感であり、新たに提案されている手法もその不確実性を見積もることが必要である。

従って、減衰情報を新たにハイドレート探査の指標として用いるためには、ノイズに対する安定性、計算結果の不確実性を見積もりといった問題に対応できる計算手法が必要だと考えられる。

1.3 本研究の目的・論文構成

本研究では、従来の減衰算出手法で考えられる問題点に対応した新たな手法の提案を目的としている。数値実験により既存手法に対する提案手法の有効性を示し、日本近海のハイドレート賦存海域で取得された実フィールドデータに適用し、その結果を様々に比較検討することで、減衰情報のハイドレート探査指標としての有用性について検討する。なお、本博士論文は Suzuki and Matsushima (2013) で誌上発表された内容を中心に構成されている。

論文構成としては、まず第 2 章で減衰に関する理論や減衰算出の先行研究、従来の計算手法や問題点を示し、本研究の意義を示す。

第 3 章で新たな手法の提案を行い、モデルデータを用いてその性能評価と従来の手法との比較を行う。

第 4 章では実データを用いて減衰算出を行い、性能評価や他の物理特性との比較、相関などを示す。

第 5 章でそれまでの結果を踏まえて議論、考察を行い、第 6 章で本研究の結論を示す。

2 先行研究

2.1 減衰の理論

2.1.1 Q 値

減衰とは、波の伝播に伴って生じる波動と物質の相互作用によって地震波の振幅低下と周波数成分の変化（低周波数成分に比べて高周波数成分の方がより減衰する）を伴う現象である。これは、速度に比例して抵抗力が生じるダッシュポットなどを考慮したバネ系の振動で表現できる。

$$m \frac{d^2 x}{dt^2} = -kx - c \frac{dx}{dt} \quad (1)$$

ここで x は変位、 m は質量、 k はバネ定数、 c は減衰係数であり、この解は定数 A 、 B を使って

$$x = e^{-\frac{c}{2m}t} \left(A \cos \sqrt{\frac{k}{m}(1-h^2)}t + B \sin \sqrt{\frac{k}{m}(1-h^2)}t \right) \quad (2)$$

となる。ここで $h = \frac{c}{2\sqrt{mk}}$ は減衰定数と呼ばれるものであり、 $h < 1$ の場合に減衰振動が生じる。

ここで周波数 $f = \sqrt{\frac{k}{m}}$ から、 $Q = \frac{2\pi fm}{c}$ と定義すると、 $e^{-\frac{c}{2m}t} = e^{-\frac{\pi f}{Q}t}$ と変形できる。

Aki and Recharads (1980)に従い計算を行うと、

$$e^x = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 + \frac{x}{n} \right)^n \quad (3)$$

の関係式より

$$e^{-\frac{\pi f}{Q}t} = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 - \frac{\pi f}{nQ}t \right)^n \quad (4)$$

の式が得られる。 $t = \frac{n}{f}$ として

$$e^{-\frac{\pi f}{Q}t} = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 - \frac{\pi}{Q} \right)^n \quad (5)$$

となる。この式は $t=1/f, 2/f, 3/f, \dots$ に対し $\frac{\pi}{Q}$ ずつ振幅が減少していくことを示している。

従って、次の関係式

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{\pi} \frac{\Delta A}{A} \quad (6)$$

が成り立つ。 A が最大振幅、 ΔA がサイクル毎に失われる振幅を示している。

同様のことをエネルギーの次元に関する式を導出するには先の式(5)を二乗して、

$$e^{-\frac{2\pi f}{Q}t} = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right)^n \quad (7)$$

とすることで、上記と同様に

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (8)$$

が導出できる。 E はエネルギー、 ΔE はサイクル毎に失われるエネルギーを表している。この変数 Q 値が減衰を表現する物理量である。この逆数 $1/Q$ で波の減衰の割合を示すことができる。

2.1.2 内部減衰及び散乱減衰

減衰は一般的に、内部減衰(Intrinsic attenuation)と散乱減衰(Scattering attenuation)に分けられる (e.g., Lerche and Menke, 1986)。内部減衰は波が媒質中を通過する際、摩擦などにより弾性エネルギーが熱エネルギーに変換されることによる弾性エネルギーの減衰を示し、散乱減衰は媒質の不均質性によりエネルギーが空間に散逸することで見掛け上エネルギーが減衰するものを示す。この場合には、波は広い空間・時間範囲に広がるが他のエネルギーに変換されていないため、系全体としてのエネルギー総量は減少しない。一般的には、観測される減衰現象は、以下の(9)式に示すように内部減衰と散乱減衰の線形結合として表現される (e.g., Schoenberger and Levin, 1974)。(9)式中では左辺の Q_{total} が減衰現象の総和、右辺の $Q_{intrinsic}$ が内部減衰、 $Q_{scattering}$ が散乱減衰を示す。

$$\frac{1}{Q_{total}} = \frac{1}{Q_{intrinsic}} + \frac{1}{Q_{scattering}} \quad (9)$$

2.1.3 減衰の周波数依存性

減衰のメカニズムに関しては依然として十分に解明されているとは言えないが、上述した Q 値は周波数に依存する物理量であると考えられており (Sams, et al., 1997)、そのような周波数依存性をバネとダッシュポットで構成される様々なモデルにより表現する場合 (Qaisar, 1989) や Q 値が周波数の冪乗則に比例すると表現する場合 (Jackson, 2000) などがある。しかし、Kurtuluş and Sertçelik(2010)は十分に周波数帯域が狭い場合を考えた際には、 Q 値の周波数依存性は強くないので Q 値を一定とみなすことができるという実際上有用な仮定について述べている。Patton(1998)も音波の狭い帯域を考えた際には Q 値の散乱は無視でき、周波数に依存しない Q 値で十分な結果が得られると述べている。また、周波数には依存しないという観測結果も存在する (McDonal, et al., 1958)。 Q 値は限られた周波数範囲では周波数に依存しないとして扱われるケースが多い (Guerin and Goldberg, 2002)。これらに従い、本研究においては Q 値は一定で周波数に依存しないとするモデルを用いる。

2.1.4 内部減衰のメカニズム

内部減衰は波が媒質中を通過する際の弾性エネルギーの熱エネルギーへの変換であるが、特にハイドレート層、P 派(縦波)の場合においてはそのメカニズムはマイクロスケールでの **Squirt flow** によるものと考えられている(e.g., Chaouachi et al., 2015)。

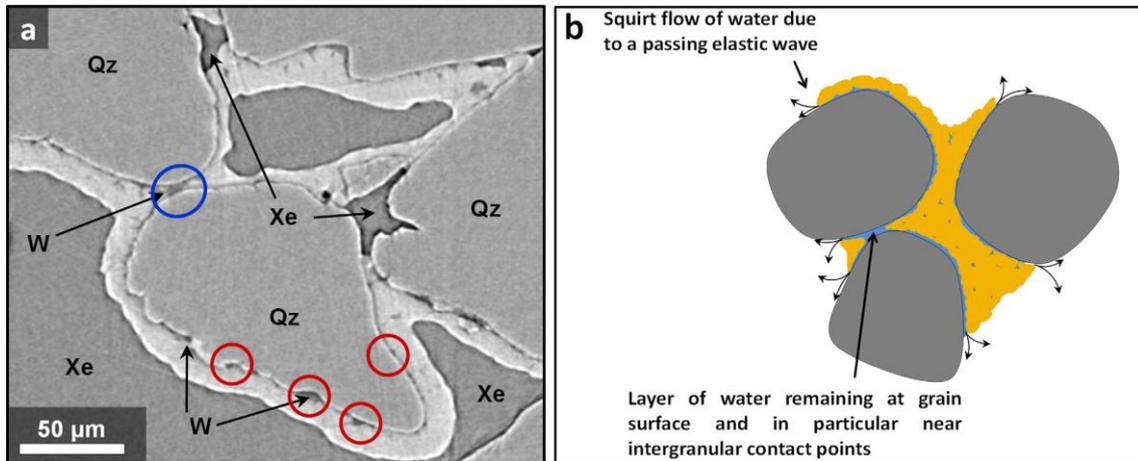


図 2.1.4.1 ハイドレート層トモグラフィー(Chaouachi et al., 2015)

図 2.1.4.1 において、a 図は弾性波が通過する際の粒子周辺を拡大したもので、b 図の黄色点々がガスハイドレート、灰色が媒質、水色は水を表している。P 波が媒質を通過する際、b 図の灰色で示された媒質はマイクロスケールで前後に波の押し引きに従った動きをする。すると、表面に存在する吸着水が押された際に噴出、引き戻した際に戻る、といったように動く。これが **Squirt flow** による減衰メカニズムの原理であり、この際に媒質、ハイドレート、水の間で摩擦が生じ、弾性エネルギーが熱エネルギーに変換され、エネルギーの減衰が生じる。この働きが P 波の内部減衰のメカニズムだと考えられている (Guerin and Goldberg 2005; Best et al. 2013; Marin-Moreno et al. 2017)。一方、S 波の減衰メカニズムについては、砂粒子同士や砂粒子とハイドレート結晶との剪断摩擦による波動エネルギーの損失が考えられるが、砂粒子同士の場合においては摩擦は小さく、熱エネルギーへの変換は少ないとの指摘がある (Winkler et al., 1979)。Winkler et al. (1979)は、弾性波探査のように歪みが小さい場合 (10^{-6} 以下) においては、固体同士の摩擦による波動エネルギーの損失は無視できることを指摘している。その一方で、砂粒子とハイドレート結晶との剪断摩擦においては、両者の弾性定数のコントラストが大きいため、両者間での相対変位が生じることになり、剪断摩擦による波動エネルギー損失が有意であることが指摘されている (Guerin and Goldberg, 2005)。

2.2 各種地震探査データを用いた減衰解析例

2.2.1 各種解析手法

地表や海面から弾性波を送り、その反射波や屈折波を用いて地下の情報を探る方法が地震探査であり、図 2.2.1.1 のように周波数の低い順に、反射法、VSP (Vertical Seismic Profiling)、坑

井間、深海曳航、BARS(Borehole Acoustic Reflection Survey)、音波検層、室内実験などがある。更に高周波の範囲では室内実験が加わる。一般に行われているのは反射法、コア試料を用いた室内実験であり、この二つの周波数の間を埋めるように他の探査は行われている。また、これらの周波数領域の隙間を埋めるように別の探査も存在する。なお、BARS 測定は受振器と発震器の間隔を大きく取って測定を行う音波検層の一種である。

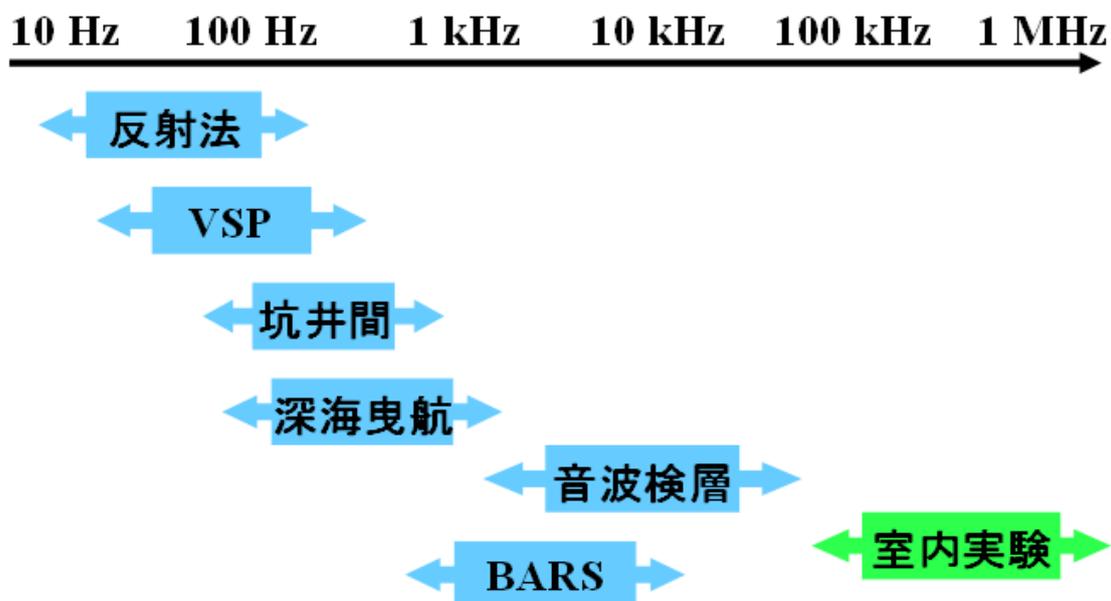


図 2.2.1.1 各種地震探査とその周波数範囲

2.2.2 VSP を用いた減衰算出

VSP は地表から発震した地震波を坑井内に設置した受振器で受振し、地下構造を探索する手法である。受振器を様々な深度に設置することで、一度の発震で複数深度間のデータを得られる。発震器が坑井の真上にある場合をゼロオフセット VSP、離れた場所にある場合はオフセット VSP などといい、逆に坑井内で発震した地震波を地表で受振する逆 VSP などもある。ゼロオフセット VSP では坑井近傍のデータを、オフセット VSP では発震器から受振器までの間で比較的広範囲の記録を精度良く得られるため幅広く用いられている。ゼロオフセット VSP の観測形態は、地表発震により発生された波動を直接波として観測できるため、弾性波減衰の算出には最も適している (Matsushima et al., 2016)。ゼロオフセット VSP データを利用した減衰算出例としては、Spectral ratio 法を用いた例 (Gladwin and Stacey, 1974)、振幅減少を観測する例 (Badri and Mooney, 1987)、初動波形の立ち上がり程度 (risetime) を観測する例 (Gladwin and Stacey, 1974)、重心周波数のシフトを利用する例 (Quan and Harris, 1997)、波形モデリングを利用する例 (Janssen et al., 1985)、波形の間延びを利用する例 (Hatherly, 1986)、インバージョンを利用する例 (Amundsen and Rune, 1994) がある。Tonn (1991) は 10 種類の異なる減衰手法の適用性を比較し、いずれの手法も単体で様々な場合に対して適用性があるわけではないことを指摘し、実際的には Spectral ratio 法や risetime 法が最も一般に使用される手法であることを述べている。

また、重心周波数のシフトを利用する手法（Centroid frequency shift 法）は Spectral ratio 法と同様な性能を示すことも指摘されている（Matsushima, 2016）。

2.2.3 音波検層を用いた減衰算出

音波検層は物理検層の一種である。物理検層とは、坑井内に測定器を下ろし、坑井の周囲の地層の物性、例えば比抵抗、密度、弾性波速度、孔隙率などを深度に対して連続的に計測する技術である。地震波から速度や減衰を求めることはハイドレート探査において有用であるだけでなく、広く地層の調査などにおいても有用であるため、様々な研究が行われてきた。

Kuster and Tosköz (1974)は 1970 年代に二相媒質中の地震波の速度、減衰を求める理論を構築し実験している。また、80 年代に Cheng et al. (1982)、Tosköz et al. (1985)が音波検層のログを用いて P 波、S 波の速度や減衰を計算している。Goldberg and Zinszner(1989)は音波検層のログ、室内実験の両方から P 波の減衰を求めている。

その後 90 年代、2000 年代と探査技術の発展に伴い、様々な地域で検層データから減衰や速度が求められるようになった。Sams(1991)は高分解能の速度、減衰ログを作成している。Klimentos(1990)、Klimentos et al.(1995)は減衰や速度、さらに孔隙率などから地層の組成を求める研究を行った。多くの研究のうち、Frazer et al.(1997)の行った研究は、ソロモン諸島北の Ontong Java Plateau の検層データを用いて減衰を算出するというもので、後に多くの地域で同様の方法、及び改良した方法によって減衰が計算されている。Sun et al.(2000)は P 波、S 波速度からの減衰を Monopole、Dipole からの検層データから計算している。Guerin and Goldberg (2002)はカナダのマッケンジーデルタ、Malik 2L-38 で、Guerin et al. (2005)は Mallik 5L-38 において減衰ログを作成している。日本においても Matsushima(2005)が南海トラフにおける減衰ログを作成している。

2.3 音波検層における減衰算出手法と問題点

2.3.1 Spectral ratio 法による減衰算出

Spectral ratio 法(以下、SR)は、減衰を算出する場合に広く用いられている比較的簡便な手法であり、二つの受振器間を波が伝達した際の波形の変化から減衰を求める(Gladwin and Stacey, 1974)。計算の理念として、振幅スペクトルの対数が周波数軸でほぼ直線で減少していくという性質を利用する (Tonn, 1991)。

ある発震点に対して受振器が複数存在する場合に有効で、ある二点の受振器で得られた波形を利用する。

地震波減衰は以下の式(10)

$$A(f, x_2) = BA(f, x_1)e^{-\pi\Delta t/Q} \quad (10)$$

で表される。 $A(f, x)$ は周波数 f 、伝播距離 x における振幅スペクトル、 Δt は二つの受振器間の地震波到着時間の差、 B は発震、受振器の特性及び幾何学的特性を含むパラメータ、 x_1, x_2 はそれぞれの伝播距離であり、 $x_2 > x_1$ とする。

伝播距離の異なる 2 つの波形を以下の式(11)で表す。

$$A_{x_1} = A_0 B_1 e^{-\frac{\pi f}{Q v_1}} \quad A_{x_2} = A_0 B_2 e^{-\frac{\pi f}{Q v_2}} \quad (11)$$

この2式を用いて2つの波形の比を取ると、下記の式(12)のように表される。

$$\frac{A_{x_1}}{A_{x_2}} = \frac{B_1}{B_2} e^{-\frac{\pi f}{Q} \left(\frac{x_1}{v_1} - \frac{x_2}{v_2} \right)} \quad (12)$$

この対数をとると

$$\ln \left| \frac{A_{x_1}}{A_{x_2}} \right| = -\frac{\pi f}{Q} \left(\frac{x_1}{v_1} - \frac{x_2}{v_2} \right) + \ln \left| \frac{B_1}{B_2} \right| \quad (13)$$

となる。

Δt を波形が伝播するまでにかかる時間の差、 C を定数として式(13)を置き換えることで次の式(14)を得る。

$$\Delta t = \frac{x_1}{v_1} - \frac{x_2}{v_2} \quad C = \ln \left| \frac{B_1}{B_2} \right| \quad (14)$$

上式(14)を用いることで式(13)は以下の式(15)

$$\ln \left[\frac{A(f, x_2)}{A(f, x_1)} \right] = -\pi f \Delta t / Q + C \quad (15)$$

に変換され、同式は傾き $\pi \Delta t / Q$ を持つ f の一次関数とみなすことができる。切片 C 、および Δt は計算可能であるため、それらを代入することにより Q を算出することができる。

図 2.3.1.1 は SR の概念図である。

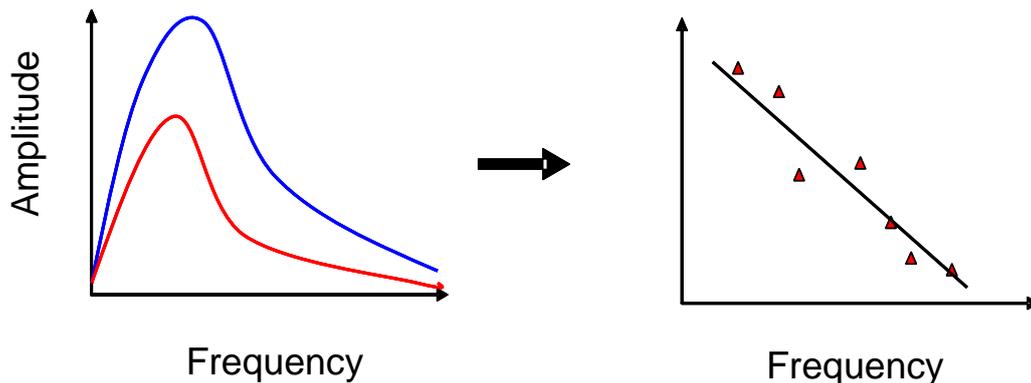


図 2.3.1.1 SR の概念図

2.3.2 Centroid frequency shift 法による減衰算出

Centroid frequency shift 法(以下、CFS 法)は Quan and Harris(1997)により考案された手法で

あり、連続するデータ間の重心周波数の差から減衰を算出する手法である。

本手法では、減衰を算出するために波の伝搬過程を線形システムで表せると考える。発震時点での波の振幅スペクトルを $S(f)$ 、伝搬の過程で受ける影響を $G(f)$ 、 $H(f)$ 、受振する波の振幅スペクトルを $R(f)$ とすると、波の伝搬は次の式(16)で表される。

$$R(f) = G(f)H(f)S(f) \quad (16)$$

$G(f)$ は幾何発散や震源/受振器カップリングなどの要素であり、 $H(f)$ は減衰を表す。減衰は Ward and Toksöz(1971)の実験によると周波数に比例し、次の式(17)で表される。

$$H(f) = \exp\left(-f \int_{ray} \alpha_o dl\right) \quad (17)$$

この際の α_o は

$$\alpha_o = \frac{\pi}{Qv} \quad (18)$$

で表される減衰係数である。

次いで、重心周波数を定義する。

発震の重心周波数を

$$f_s = \frac{\int_0^{\infty} fS(f)df}{\int_0^{\infty} S(f)df} \quad (19)$$

その分散を

$$\sigma_s^2 = \frac{\int_0^{\infty} (f - f_s)^2 S(f)df}{\int_0^{\infty} S(f)df} \quad (20)$$

受振波の重心周波数を

$$f_R = \frac{\int_0^{\infty} fR(f)df}{\int_0^{\infty} R(f)df} \quad (21)$$

その分散を

$$\sigma_R^2 = \frac{\int_0^{\infty} (f - f_R)^2 R(f)df}{\int_0^{\infty} R(f)df} \quad (22)$$

と定義する。

ここで発震の振幅スペクトルがガウス関数、すなわち

$$S(f) = \exp\left[-\frac{(f - f_o)^2}{2\sigma_s^2}\right] \quad (23)$$

であると仮定し、さらに先述の幾何発散などの項 G が周波数に独立であると仮定する。そうすることで

$$f_R = f_S - \sigma_S^2 \int_{ray} \alpha_o dl \quad (24)$$

が成立し、

$$\int_{ray} \alpha_o dl = \frac{(f_S - f_R)}{\sigma_S^2} \quad (25)$$

となる。

この式から減衰を求めるのが CFS である。

発震点と各受振点が一直線上に並んでいる場合、ホイヘンスの原理によりある受振点を新たに発震点とみなすことが可能である。これにより、直線上のある受振器 i とその次の受振器 $i+1$ を f_i と f_{i+1} とみなすことができる。その場合、式(25)を次のように書き換えられる。

$$Q_i = \frac{\pi \sigma_i^2 \Delta t_i}{\Delta f_i} \quad (26)$$

上式において Δt_i 、 Δf_i はそれぞれ

$$\Delta t_i = (t_i - t_{i+1}) \quad \Delta f_i = (f_i - f_{i+1}) \quad (27)$$

である。音波検層ではこの式を用いて減衰を求めることができる。

2.3.3 Median frequency shift 法による減衰算出

Median frequency shift(以下、MFS)は Frazer et al.(1997)が考案した手法であり、周波数および深度方向に広がりのある波の中値や平均を用いることでデータに含まれるノイズを抑制させ、安定的な減衰を求める手法である。以下、MFS により減衰を求める手順について述べる。

取得した検層データをフーリエ変換することにより、次の式(28)で表される深度 z 毎、一定周波数間隔の振幅スペクトル行列 X を得る。

$$X(\omega, z, d) = B(\omega)E(\omega, z, d)e^{-\alpha d} \quad (28)$$

とおくことができる。 ω は角周波数($\omega = 2\pi f$)、 z は深度、 d は伝播距離、 B は振幅スペクトル、 E はその他の波に影響する理論的な効果、 α は減衰係数($\omega/2Qv$)である。

式(28)の対数を取り、 $\omega/2$ で割ると

$$\frac{2\ln(X)}{\omega} = -Q^{-1} \Delta t + \frac{2\ln(BE)}{\omega} \quad (29)$$

となる。

この式の各項を置き換えることで

$$\phi(z, \omega) = \phi(z) + A(z, \omega) \quad (30)$$

の式を得る。ここで、

$$\Phi(z, \omega) = \frac{2\ln(X)}{\omega} \quad \phi(z) = -Q^{-1} \Delta t \quad A(z, \omega) = \frac{2\ln(BE)}{\omega} \quad (31)$$

である。

$A(z, \omega)$ は深度と周波数の関数であるが、周波数に依る変化に比べ深度に依る変化は非常に小さいため、以下では A は深度 z に依らない関数であるとみなして計算を行う。

まず、深度方向の中値をとる。

$$\tilde{\phi}(\omega) = \underset{z}{\text{median}} \phi(z, \omega) \quad (32)$$

次に、周波数での平均を計算する。

$$\bar{\phi}(\omega) = \underset{\omega}{\text{mean}} \phi(z, \omega) \quad (33)$$

(33)式で得た平均とのずれを計算し、その深度方向の中値を求める。

$$\Delta\tilde{\phi}(\omega) = \underset{z}{\text{median}} \{\phi(z, \omega) - \bar{\phi}(z)\} \quad (34)$$

(30)式から(34)式を引き、周波数での中値を求める。

$$\hat{\phi}(z) = \underset{\omega}{\text{median}} \{\phi(z, \omega) - \Delta\tilde{\phi}(\omega)\} \quad (35)$$

この結果は

$$\hat{\phi}(z) = -\Delta t(z)Q^{-1}(z) + \hat{A} \quad (36)$$

と置き換えることができる。ここで \hat{A} は深度に依らない一定数であると考えられる。

この式(36)を用いて減衰を計算することが可能となる。その際、Reference depth としてある深度 ζ 、およびその深度における減衰(Reference value : $Q^{-1}(\zeta)$)の値を任意に設定する。

すると \hat{A} を

$$\hat{A} = \hat{\phi}(\zeta) + \Delta t(\zeta)Q^{-1}(\zeta) \quad (37)$$

と計算することができ、これを(36)式に代入することで

$$Q_{\text{relative}}^{-1}(z) = \frac{\hat{\phi}(\zeta) - \hat{\phi}(z) + Q_{\text{relative}}^{-1}(\zeta)\Delta t_i(\zeta)}{\Delta t_i(z)} \quad (38)$$

が導き出せる。この式を全深度に適用することで各深度の減衰を求める。

$$\begin{aligned}
& \begin{matrix} \Phi(z, \omega) & \text{mean} \\ & \omega \Phi(z, \omega) \end{matrix} \\
& \begin{pmatrix} a+1 & a+2 & a+3 \\ b+1 & b+2 & b+3 \\ c+1 & c+2 & c+6 \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} a+2 \\ b+2 \\ c+3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -1 & 0 & 1 \\ -2 & -1 & 3 \end{pmatrix} \\
& \begin{matrix} \Phi(z, \omega) & \text{median} \\ & z [\Phi(z, \omega) - \text{mean} \Phi(z, \omega)] \end{matrix} \\
& \begin{pmatrix} a+1 & a+2 & a+3 \\ b+1 & b+2 & b+3 \\ c+1 & c+2 & c+6 \end{pmatrix} - (-1 \ 0 \ 1) = \begin{pmatrix} a+2 & a+2 & a+2 \\ b+2 & b+2 & b+2 \\ c+2 & c+2 & c+5 \end{pmatrix} \\
& \hat{\phi}(z) = \begin{pmatrix} a+2 \\ b+2 \\ c+2 \end{pmatrix}
\end{aligned}$$

図 2.3.3.1 MFS によるノイズ抑制効果のメカニズム

図 2.3.3.1 は MFS の非常に簡易な計算例であり、ノイズが計算過程で取り除かれていることがわかる。

ここまでが MFS による減衰の計算手法となるが、この段階では計算した減衰の値は相対的なものである。この値は設定した任意の Reference value に依存するため、絶対的な値とはならない。また、Reference depth の減衰は任意に設定した Reference value のままである。従って、この計算を補正する必要が出てくる。Frazer et al.(1997)では発震-受振のペアを変えて減衰を数パターン求め、各深度最大最小を除いた残りの値を平均して最終的な減衰としている。しかし、この手法では Reference value の任意性は消えないため、他の手段で補正する必要は依然残っている。

Sun et al. (2000)や Sun and Frazer (2000)がその補正方法を提唱しており、Sun et al. (2000)による手法では、式(38)で求めた相対的な Q 値を絶対的な値に補正する。Sun and Frazer (2000)による手法では、Reference value を自分で決定せず任意性のない値として算出し、それを用いて各深度の減衰を求める。以下で両方法による計算を記述する。Sun et al.(2000) による補正では、結果を以下のように補正する。

Reference value として設定した $Q_{relative}^{-1}(\zeta)$ と求めるべき値 $Q_{absolute}^{-1}(\zeta)$ のずれを $\delta Q^{-1}(\zeta)$ とすると、その関係は次の式で表される。

$$Q_{relative}^{-1}(\zeta) = Q_{absolute}^{-1}(\zeta) + \delta Q^{-1}(\zeta) \quad (39)$$

これによると、ある深度 z における減衰値のずれは

$$Q_{relative}^{-1}(z) = Q_{absolute}^{-1}(z) + \delta Q^{-1}(\zeta) \frac{\Delta t_i(\zeta)}{\Delta t_i(z)} \quad (40)$$

となる。

これから

$$\Delta \hat{\Phi}_i(z) = -Q_{absolute}^{-1}(z) \Delta t_i(z) + \Delta \hat{A}_i \quad (41)$$

が導出される。

両辺に $Q_{relative}^{-1}(z) \Delta t_i(z)$ を加えると

$$\Delta \hat{\Phi}_i(z) + Q_{relative}^{-1}(z) \Delta t_i(z) = \Delta \hat{A}_i + \delta Q^{-1}(\zeta) \Delta t_i(\zeta) \quad (42)$$

となる。

右辺は深度に依存しない関数であり、次のように右辺を書き換える。

$$\Delta_i = \Delta \hat{A}_i + \delta Q^{-1}(\zeta) \Delta t_i(\zeta) \quad (43)$$

これと先の等式から、左辺の深度方向の平均を取ったものを

$$\Delta_i = \underset{z}{\text{mean}} \left[\hat{\phi}_i(z) + Q_{relative}^{-1}(z) \Delta t_i(z) \right] \quad (44)$$

と表すことができる。

ここでどの受振器も同じ伝達関数を持っていると仮定する、つまり \hat{A}_i は受振器に依らず同一とみなし、二つの受振器 i, j を用いると

$$\delta = \frac{(\Delta_i - \Delta_j)}{(\Delta t_i(\zeta) - \Delta t_j(\zeta))} \quad (45)$$

となり、これを計算することで δ を求めることができる。この δ を用いて

$$Q_{absolute}^{-1}(z) = Q_{relative}^{-1}(z) - \delta \frac{\Delta t_i(\zeta)}{\Delta t_i(z)} \quad (46)$$

が求められる。

(46)式で算出された $Q_{absolute}^{-1}(z)$ が補正した減衰値となる。以下、本手法を MFS-1 とする。

なお、 δ を計算せずに直接

$$Q_{absolute}^{-1}(z) = \frac{\Delta\hat{\Phi}_j(z) - \Delta\hat{\Phi}_i(z)}{\Delta t_i(z) - \Delta t_j(z)} \quad (47)$$

で $Q_{absolute}^{-1}(z)$ を求めるという方法もあるが、これはノイズのある環境下では計算が正しく行えない(Sun, et al.,2000)。

次に Sun and Frazer (2000) による補正の方法を記述する。

上(18)式で波の速度を v として、ある受振器 i における $\hat{\phi}_i$ を次のように書き表す。

$$\hat{\phi}_i(z) = -v^{-1}(z)d_i Q^{-1}(z) + \hat{A}_i \quad (48)$$

d_i は発振器からそれぞれの受振器までの距離である。また、本補正においても \hat{A}_i は i に依存しない関数とみなしている。

この式において深度 z の方向の平均をとると、以下の式

$$\bar{\phi}_i = -\overline{Q^{-1}v^{-1}}d_i + \hat{A} \quad (49)$$

で表される 1 点を得られる。各受振器で同様に平均を取り得られた点に最小二乗法を用いることで、 Q^{-1} および \hat{A} を求める。この Q^{-1} は絶対的な値と考えられるため、この値を Reference value における $Q^{-1}(\zeta)$ として(38)式を計算することで減衰を求める。この場合、厳密には Reference depth ζ というものは存在しないことになる。本補正において $\Delta t(\zeta)$ は受振器毎に $\Delta t(z)$ の深度方向の平均を求め、さらにその全受振器での平均を取ったものを用いる。以下、本手法を MFS-2 とする。Sun et al. (2000) と Sun and Frazer (2000) の補正方法は上述のように異なっているため、補正後の値にも差異が生じる。

2.3.4 既存手法における問題点

以上が既存の減衰計算手法である。しかし、データのノイズや計算に用いる値の任意性など、実データでの減衰算出では値の信頼性に関して様々な問題点がある。SR は簡便な手法であり、広く用いられている手法ではあるが、ノイズなどの影響を非常に受けやすく、計算結果が大きく変動する。CFS も同様に結果が大きく変動するため、どちらも実データで信頼できる値を算出するのは難しい。そのことに関しては次章以降でモデル波形、実データを用いて実際に減衰を算出することも確認している。

MFS は、上記の二手法に比べれば比較的安定した結果を求められる手法であるといえる。しかし、Frazer et al.(1997)の手法では任意の値を与える必要があるため、その与えた値に依存する結果となっている。一つは Reference depth の設定に関係する深度方向の任意性、もう一つは

Reference value の値の任意性である。MFS-1 はその任意性を δ で表し、結果から差し引くことによって補正を行っているが、これは実データでは直接を求めることが難しいため、代替的に δ を計算しているものである。次章以降で性能評価を行うが、この手法では任意性は排除しきれず、結果も設定した値の影響を受けたものになってしまう。また、SR、CFS、MFS-1 の各手法では受振器のペアを決定しなければならない。これらの計算において、全ての受振器は同じ性質であると仮定しているが、ノイズのある場合には全ての受振器が同じ性質であるとみなせなくなる。そのため、受振器の組み合わせという任意性も存在する。

MFS-2 ではそれらの問題はないと考えられる。しかし、MFS-1、MFS-2 の両補正方法では、結果の不確実性を測定することができない。実データを用いて計算した場合、その結果を検証する際に標準偏差などは重要な要素だと考えられる。そのため、それらの問題を解消した手法を提案することが必要であると考えられる。

3 減衰計算手法の提案及び性能評価

3.1 手法の提案

前章で、各種減衰算出手法ならびにそれら手法の問題点に関して述べた。以下、本章では従来の手法を改良し問題に対応した新たな手法の提案、及び提案手法の数値実験による性能評価を実施する。MFS-1においては、Reference valueの任意性、およびその値をあてはめるReference depthの任意性が問題となるだろう。任意に決定したReference depth地点の実際の減衰とReference valueとの間の値の差が結果に影響すると考えられる。

そこで、提案する手法では、Reference valueを設定するReference depthを対象の区間全てと定める。減衰を算出しようとする区間が $z_1, z_2, z_3, \dots, z_N$ のように深度方向にN個データを持っているとする。初め z_1 をReference depthとしてMFS-1により減衰を計算、次に z_2, \dots, z_N でも同様の計算を繰り返す。最終的にはN本の減衰ログが作成されるので、この平均を取り、そのログを最終的な結果とする。計算としては次の式(50)で表される。

$$Q_{average}^{-1} = \sum_{\xi=z_1}^{z_N} \frac{Q_{absolute}^{-1}(\xi)}{N} \quad (50)$$

これによりReference depthの任意性を排除することができるため、MFS-1に比べより安定した結果が求められると考えられる。

また、この手法では標準偏差(Stddev : Standard deviation)も次の式(51)

$$Q_{stddev}^{-1} = \sqrt{\sum_{\xi=z_1}^{z_N} \frac{(Q_{average}^{-1} - Q_{absolute}^{-1}(\xi))^2}{N}} \quad (51)$$

により求められるため、計算の不確実性も算定することが可能となる。本手法は以後MFS-3と記載する。

次に提案する手法はMFS-2を基にしている。MFS-2では各受振器で振幅スペクトルの深度方向の平均をとり、そこから最小二乗法でReference valueを求めている。提案する手法は各深度の振幅スペクトルに最小二乗法を適用し、得られた値をその深度のReference valueとしてMFSにより減衰を求めるというものである。全深度でReference valueを求めるため、MFS-3と同様にN本の減衰ログが作成される。それらの平均を取ることで最終的な減衰の値とする。本手法ではMFS-3と同様、MFS-1およびMFS-2では算定できなかった標準偏差を求めることができる。理論的には受振器が最低2個あれば最小二乗法を適用し、各深度のReference valueを計算することが可能であるが、最低個数である2個で計算した場合Reference valueとする値が変動しやすいことが想定される。また、その場合は使用する受振器の選定の問題も発生する。そこで、2個以上、全受振器数未満の受振器を用いて計算するものをMFS-4、全ての受振器のデータに最小二乗法を適用するものをMFS-5とする。

本研究では以上MFS-3、MFS-4、MFS-5の3手法を提案する。本章次節以降ではモデル波形、次章では実データを用いてMFS-1、MFS-2、MFS-3、MFS-4、MFS-5により減衰を計算し、比較検討していくこととする。

3.2 数値モデルによる性能評価

本節では、単純な 1 次元、3 層の速度、減衰モデルを用いて、SR、CFS、MFS-1、MFS-2、MFS-3、MFS-4、MFS-5 の性能評価を行う。

3.2.1 ノイズの影響

3.2.1.1 ノイズのないモデルでの性能評価

第一に、図 3.2.1.1.1 に示すノイズのない 1 次元 3 層モデルでの性能評価を行う。フーリエ振幅スペクトルを周波数領域で得るため、合成波形を次の式を基に作成した。

$$A(f, x) = e^{-\pi f x / v Q} \quad (52)$$

$A(f, x)$ は周波数 f 、受振器-発震器間の距離 x における振幅スペクトルであり、 v は速度、 $1/Q$ が減衰値である。

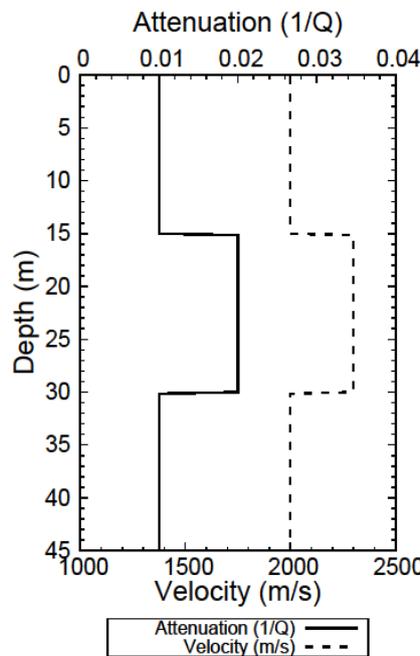


図 3.2.1.1.1 1 次元 3 層、減衰及び速度モデル(実線が減衰、破線が速度)

入力波は周波数の範囲 10-20kHz、周波数間隔は 0.238kHz、深度間隔は 0.15m、0m~15m および 30m~45m の深度で $1/Q=0.01$ 、 $v=2000\text{m/s}$ 、15m~35m の区間で $1/Q=0.02$ 、 $v=2300\text{m/s}$ とした。なお、MFS での計算に必要な受振、発震機器には下図 3.2.1.1.2 に示した Dipole Sonic Imager(DSI)を使用する想定として性能評価している。次章で用いるフィールドデータを取得した機器であり、8 個の受振器を持つ音波検層ツールである。受振器は 6 インチ(15.24cm)間隔で並んでおり、Monopole、上部 Dipole、下部 Dipole 発震器を有している。最も下部の受振器(Receiver No.1)と Monopole 発震器との距離は 9 フィート(2.74m)、上部 Dipole との距離は 11 フィート

(3.35m)、下部 Dipole との距離は 11.5 フィート(3.5m)となっている。Monopole、Dipole から発震される波は図 3.2.1.1.3 のようになる。Monopole の場合は指向性のない波が発震されることになり、進行方向に平行に振動する縦波(Compressional wave、P 波)となる。Dipole の場合は指向性のある波が発震される。坑井内では一方の圧力を増加させ、他方の圧力を減少させることになるため、坑井をたわませながら進み受振器まで伝播することになる。低周波域では進行方向に垂直に振動する横波(Shear wave、S 波)とみなすことができる。ねじれなど剪断性の変化を伝える波であるため、S 波は固体中にしか伝播しない。P 波は液体中や気体中も伝播するが、媒質や状態により速度は大きく異なる。

本論文ではモデル波形、実データの場合のどちらも発震器に最も近い、最下部の受振器を受振器 1、上に進むに従い 2、3、…、とし、最上部の受振器を受振器 8 としている。これらの条件で SR、CFS、MFS-1~5 の各手法により減衰を計算、ログを作成し図 3.2.1.1.4 に載せる。図 3.2.1.1.4 において、SR、CFS、MFS-1~5 のどの手法を用いても全く同じ結果であり、ノイズが全くない場合は減衰を正しく測定することができるといえる。図 3.2.1.1.4 の MFS-1 では Reference depth として 7.5m、Reference value として $1/Q=0.01$ を与えた。その後 Reference depth や Reference value の値を任意に変更して何度か計算してみたが、結果は図 3.2.1.1.4 と同じであり、やはりノイズが存在しない条件下では設定する値の任意性によらず、正しい値が求められるという結果であった。MFS-3~5 では標準偏差を計算することが可能であるが、この場合には全深度で 0 であった。

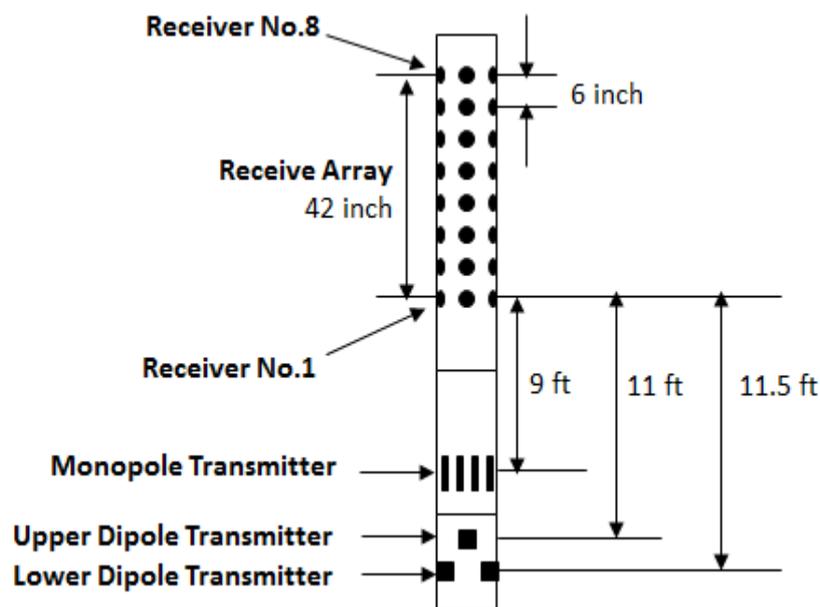


図 3.2.1.1.2 Dipole Sonic Imager(DSI)装置図

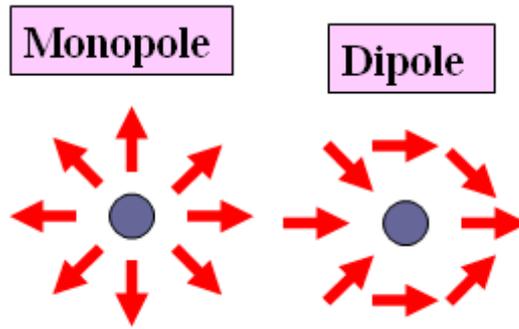


図 3.2.1.1.3 Monopole、Dipole 発震概念図

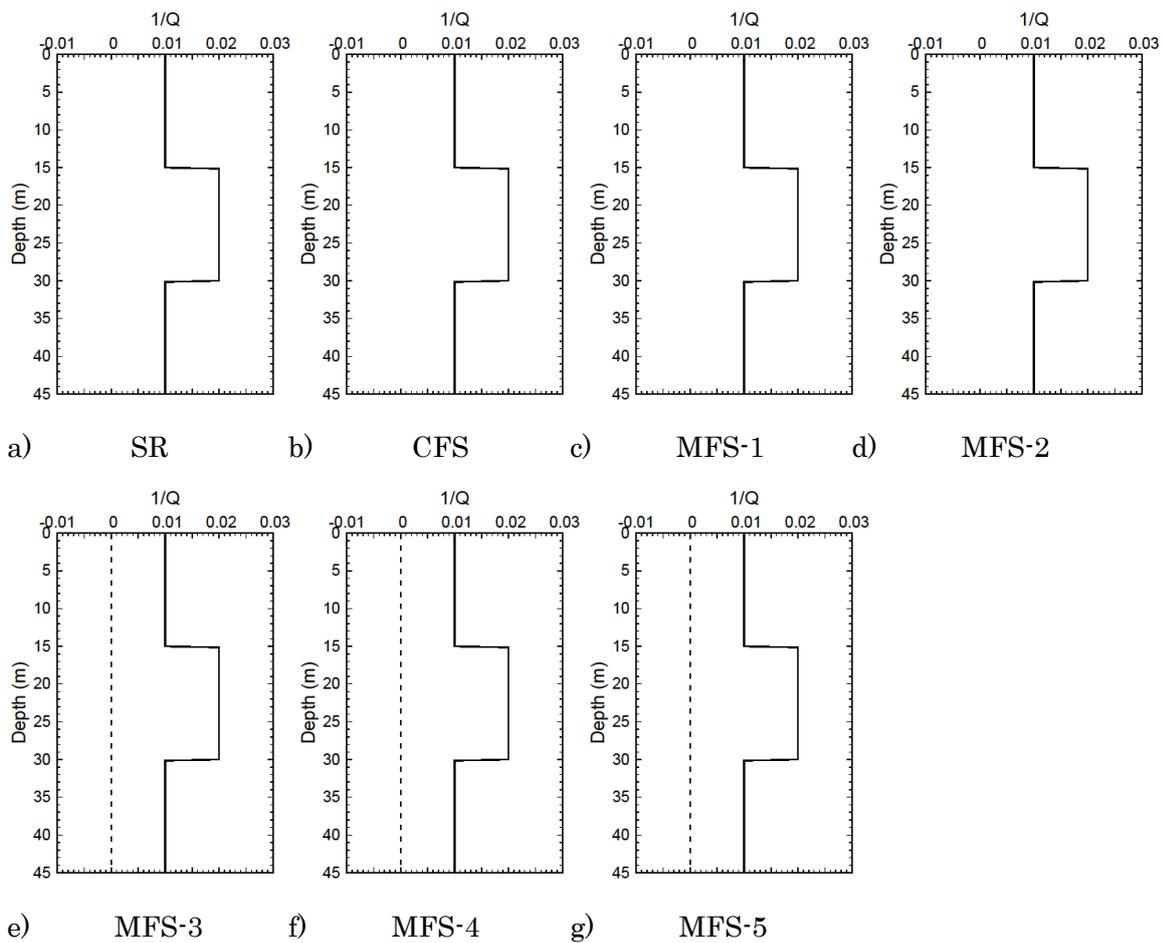


図 3.2.1.1.4 各手法により算出した減衰ログ((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、(d):MFS-2、(e):MFS-3、(f):MFS-4、(g)MFS-5、(e)、(f)、(g)の破線は標準偏差)

3.2.1.2 ノイズのあるモデルでの性能評価

前節において、ノイズのない環境下で各手法は正しく減衰を計算できることを確認した。本節ではモデル波形にランダムノイズを加えることで、前節よりも現実的な条件下での各手法の性能をテストする。ノイズとして、合成波形の振幅スペクトルに標準偏差 5%のランダムノイズを加え

た。モデル波形に設定した減衰値を $Q_{original}$ 、各手法を用いて最終的に計算された減衰値を Q_{result} とし、

$$RMSe = \sqrt{\frac{\text{mean}}{z} \left\{ \left(\frac{Q_{result} - Q_{original}}{Q_{original}} \right)^2 \right\}} \times 100 \quad [\%] \quad (53)$$

で定義する RMS error の値をグラフに併記した。

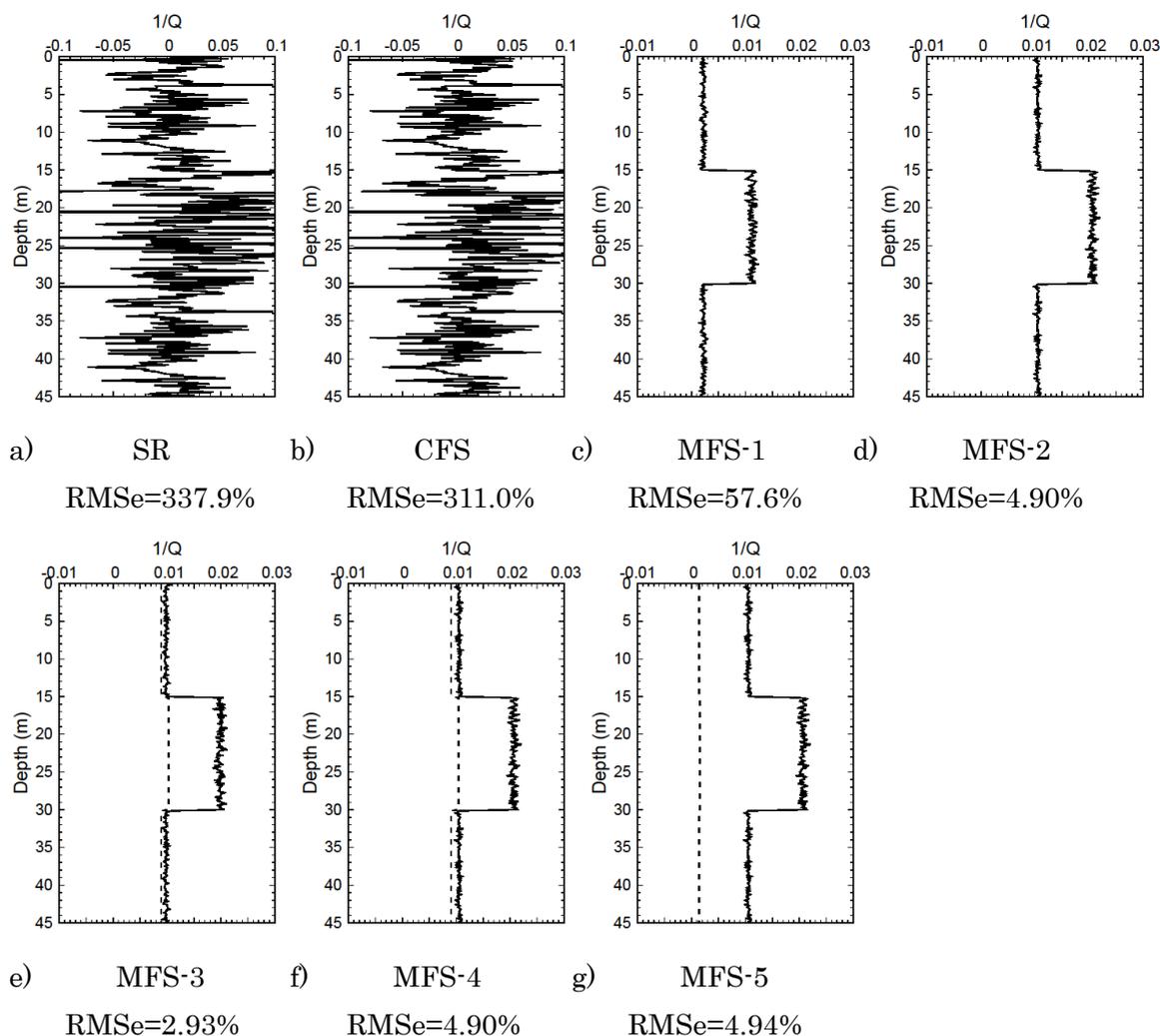


図 3.2.1.2.1 各手法により算出した減衰ログ((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、(d):MFS-2、(e):MFS-3、(f):MFS-4、(g):MFS-5、(e)、(f)、(g)の破線は標準偏差、各手法の RMS error を上部に記載)

MFS-1においては、Reference depth を 7.5m、Reference value として $1/Q=0.01$ を与えて計算した。この結果から、SR 及び CFS はノイズによる影響が非常に大きい手法であることが示唆される。また、MFS-1 は Reference depth と Reference value の任意性が計算結果に大きく影響

することが考えられる。このことについては次節で更に検証を行う。MFS-2~MFS-5 では比較的正しい減衰値に近い結果が計算できたが、MFS-3 及び MFS-4 の標準偏差は MFS-5 に比べると大きかった。一方で RMS error に関しては MFS-3 が最も小さく、RMS-2、RMS-4、RMS-5 は同程度の値であった。

3.2.2 Reference depth および Reference value の影響

前節の結果から MFS-1 においては、Reference depth および Reference value を与える必要があり、その任意性が、ノイズのあるデータで計算した場合の結果に影響を与えると推測される。そこで、本節では Reference depth を 7.5m、15m、22.5m、30m、Reference value の $1/Q$ を 0.01、0.02 と変化させ各パターンで計算、減衰ログを作成し比較した。図 3.2.2.1~8 にそのログを載せる。これらの結果から、MFS-1 は Reference depth と Reference value の任意性に大きく依存する手法であることが示された。

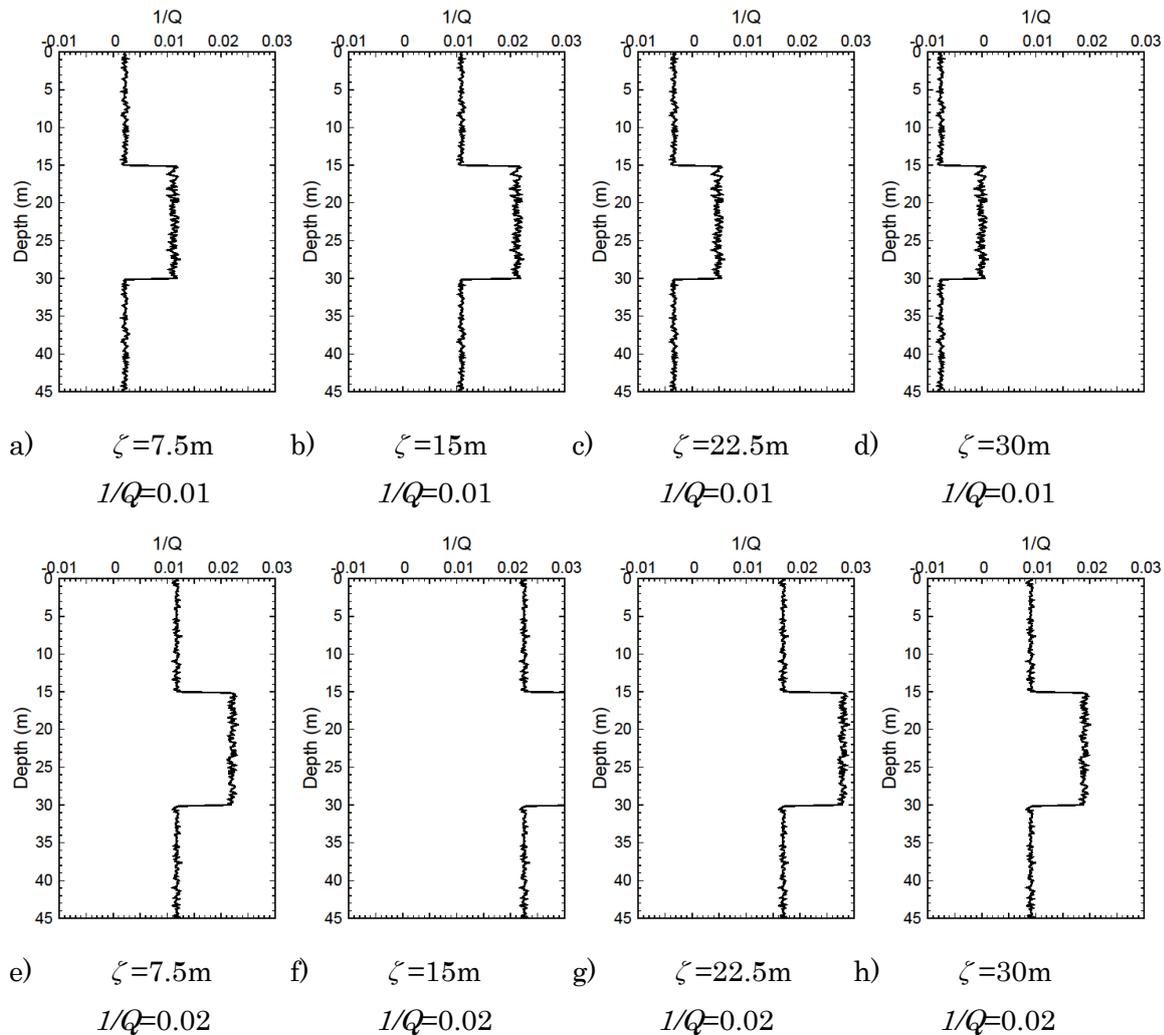
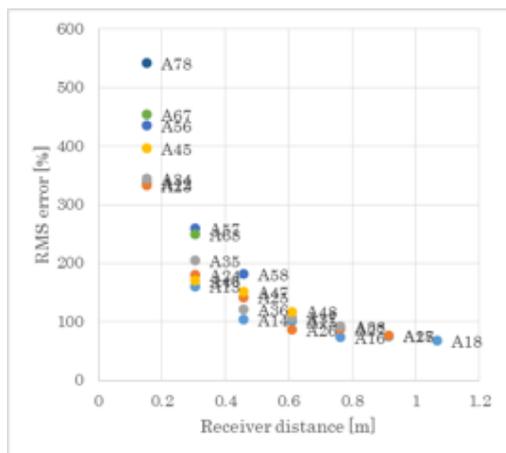


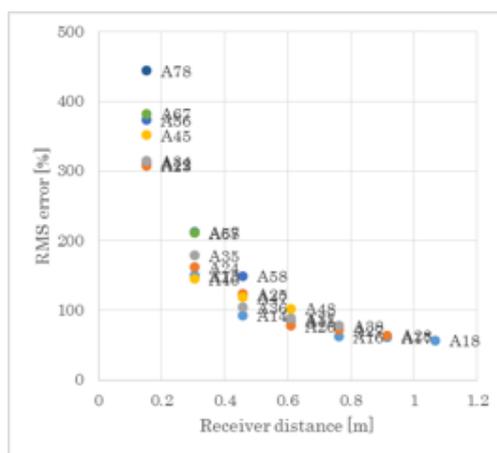
図 3.2.2.1 Reference depth (ζ) および Reference value ($1/Q$) を変化させた MFS-1 による減衰算出 ((a) ~ (d): $1/Q=0.01$ 、(e) ~ (h): $1/Q=0.02$)

3.2.3 使用する受振器間隔の影響

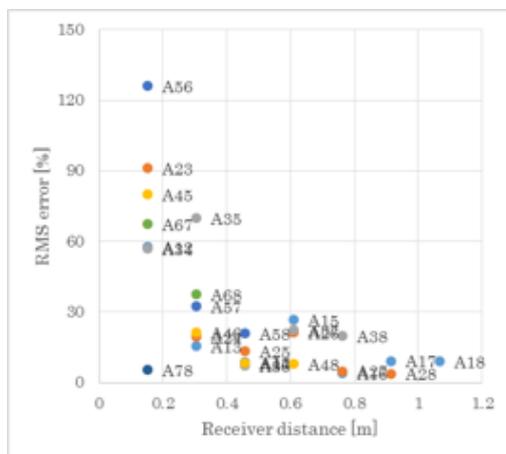
SR、CFS、MFS-1、MFS-3、MFS-4 の 5 手法では、計算の際に受振器を 2 つ選択する必要がある。3.2.1.2 節では全て受振器 1、受振器 2 の 2 つを用いた場合の図を載せている。各手法、全パターン RMS error を受振器間隔とクロスプロットしたものが次の図である。図中の各点に示した数字でどの受振器のペアを用いたか示し(例：A12=受振器 1 と 2 のペア、A25=受振器 2 と 5 のペア)、ペアに用いた受振器のうち番号の小さいもので色を分けている。図 3.2.3.1 で、どの手法も受振器間隔が狭い程 RMS error の値はばらつき、受振器間隔が広くなるにつれ収束していく傾向が示された。各手法、受振器間の減衰を計算するというものであるため、受振器間隔が狭い場合はノイズの影響を受けやすく、間隔が広い場合は相対的にノイズの影響が小さくなるものと考えられる。



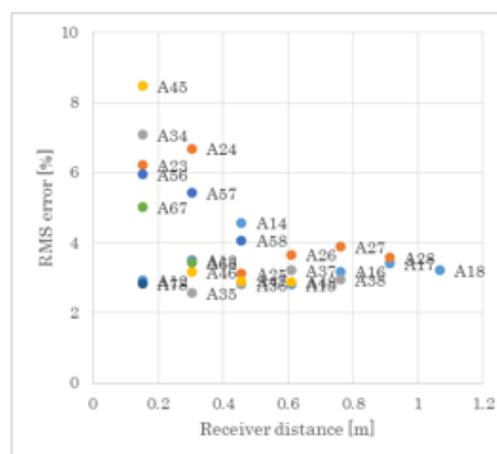
a) SR



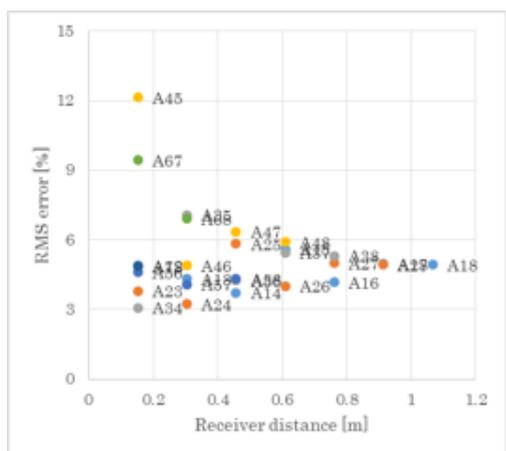
b) CFS



c) MFS-1



d) MFS-3



e) MFS-4

図 3.2.3.1 各種計算手法、受振器間隔による RMS error の比較((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、(d):MFS-3、(e):MFS-4)

次に図 3.2.3.2.では、同様に MFS-4 で受振器間隔を変化させ求めた減衰値を 7.5m、15m、22.5m、

30m の各深度で比較した。算出された減衰値も、受振器間隔が広がるにつれ収束していく傾向にあることがわかる。しかし、比較的受振器間隔が広くても値が大きく異なる場合もあり、深度 15m や 22.5m など、元の減衰値が大きい場所ではその傾向も大きい。

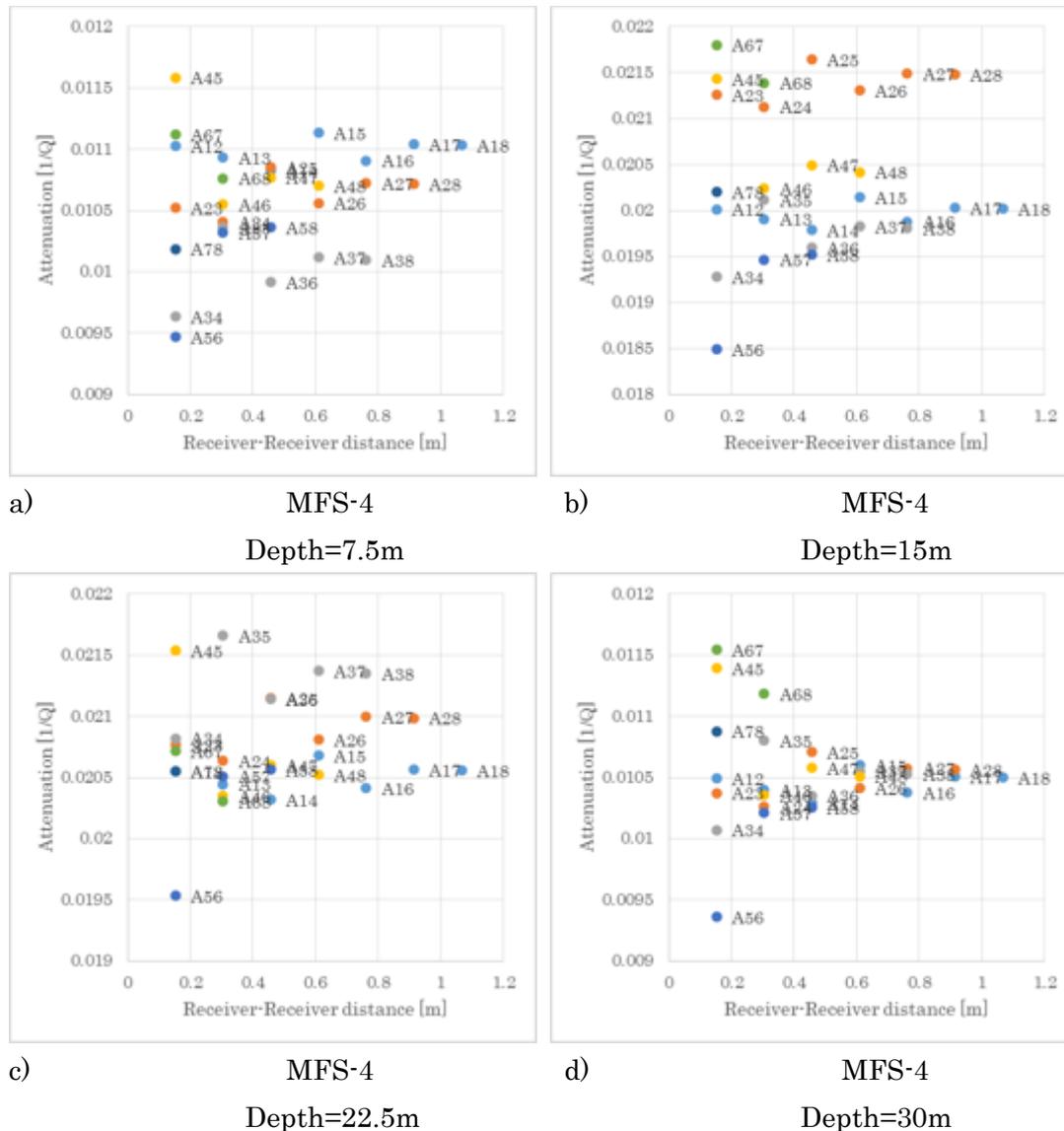


図 3.2.3.2 MFS-4 による、受振器間隔を変更した際の各深度における減衰値の比較

3.2.4 受振器数の影響

MFS-4 では、Reference value を求めるのに 2 つの受振器を用いた。SR、CFS、MFS-1、MFS-3 とは異なり、MFS-4 で用いる受振器数 2 は必要最低数であり、受振器数を増加させて計算することも可能である。MFS-4 で用いる受振器の数を増やし、全受振器、8 個のデータを使用したものが MFS-5 である。図 3.2.4.1 に用いる受振器数を 2、3、4、…、8 と増やしていった場合の減衰ログを載せる。パターンが膨大になるため、使用する受振器は 2 つ用いた場合には受振器 1 と 2、3 つの場合には受振器 1 と 2 と 3 といったように、発震器に近い受振器から計算に必要な個数選

扱するものとする。図 3.2.4.1 において、受振器数が増える程、破線で表示された標準偏差が全体的に小さくなっていくことが示される。このことから、計算に使用する受振器を増やすことは、安定した結果の算出に効果的であると考えられる。

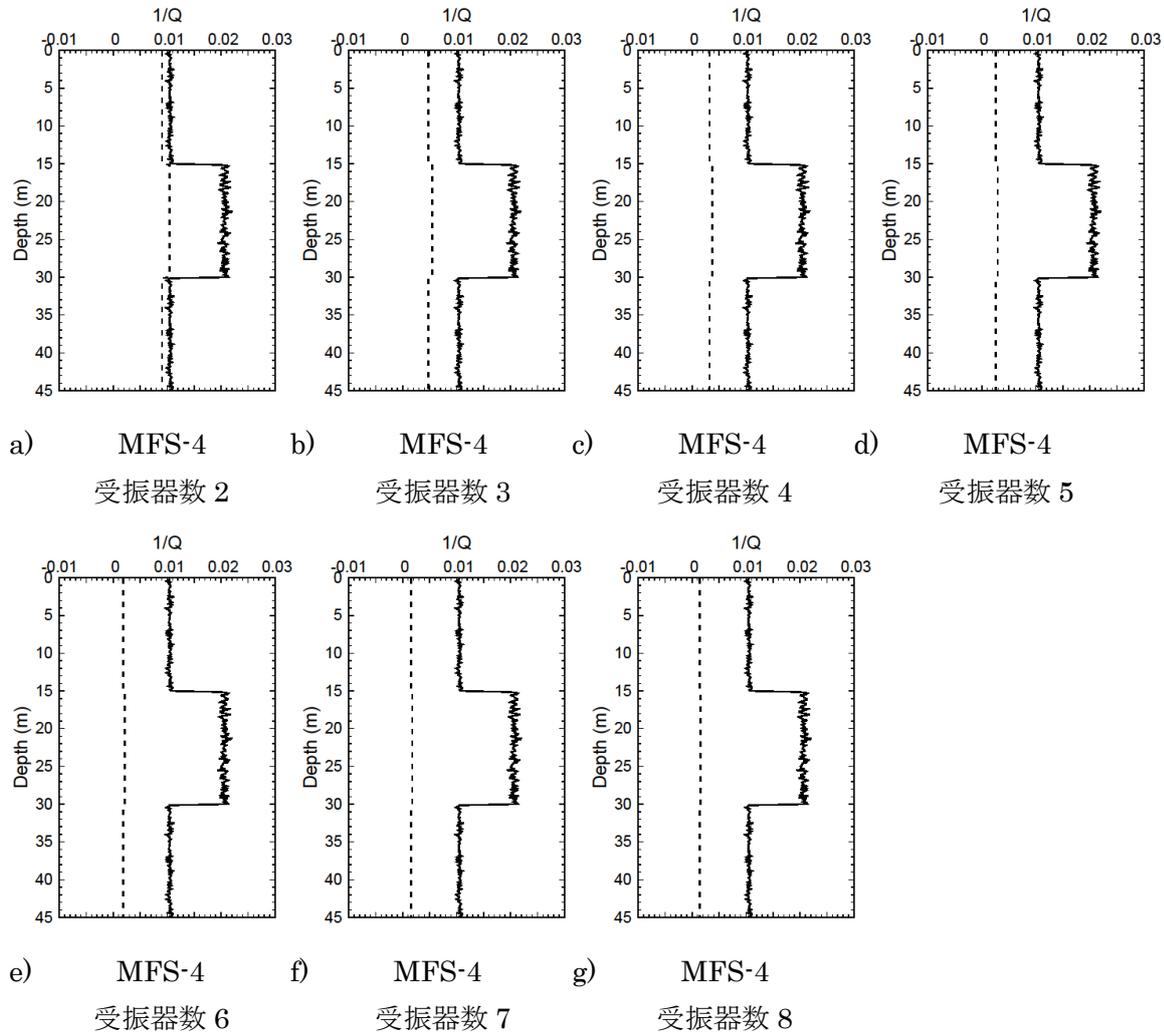
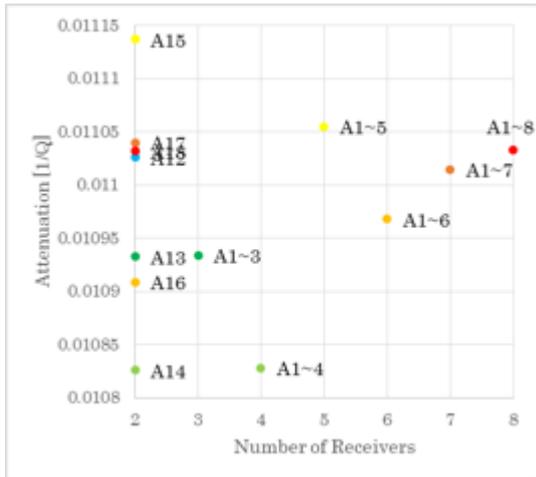


図 3.2.4.1 MFS-4 による減衰算出(使用受振器数変化)

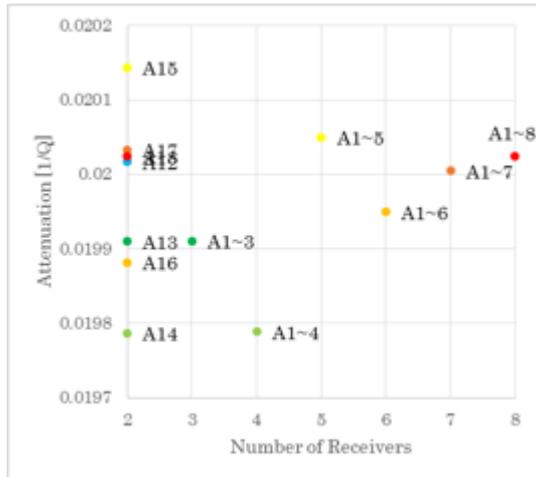
図 3.2.4.2 および図 3.2.4.3 では、受振器 1 と 3 を用いた場合と受振器 1、2、3 を用いた場合のように、受振器 1 を固定し、使用する受振器数は 2 つのまま受振器間隔を広げていった場合と、計算に用いる最長受振器間隔までに存在する受振器も全て用いた場合の比較を行った。図 3.2.4.2 では減衰値と受振器数、図 3.2.4.3 では RMS error と受振器数をクロスプロットで表示した。受振器を 2 つ以上用いたものは、各点の横に記載した数字で示している(例: A1~4=受振器 1 から 4 までの 4 つを用いた)。これらの図から、計算に使用する受振器数を増やしていくことが、必ずしも減衰値の誤差や RMS error を最小にするとは限らないことがわかる。受振器数を増やした場合、ノイズの影響を受けて精度の低い受振器も計算に用いてしまうためと考えられる。

一方、受振器を選択して使用した場合は、いくつ使うか、どの組み合わせにするかが結果に大

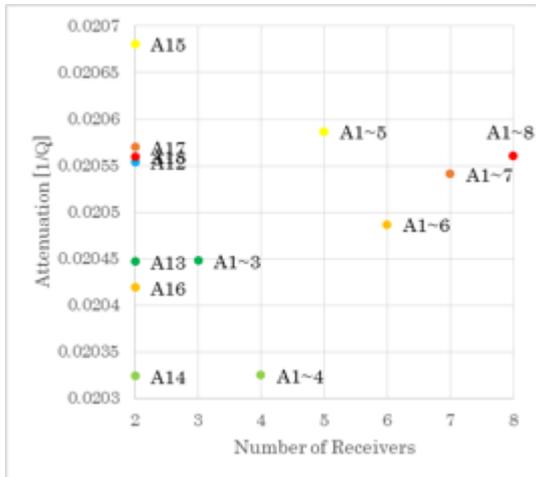
大きく影響する。今回の結果では、受振器 1 と 4 のペアが 7.5m、22.5m、30m 及び RMS error において最も誤差が少ないが、15m では受振器 1~7 までの 7 個を用いたものが最も誤差が小さい。減衰値が不明である実データに用いる場合は、判断基準が存在しないため各組み合わせから最良を選択するということが不可能であり、安定した計算には RMS-5 のように全受振器を用いるものが妥当ではないかと考えられる。



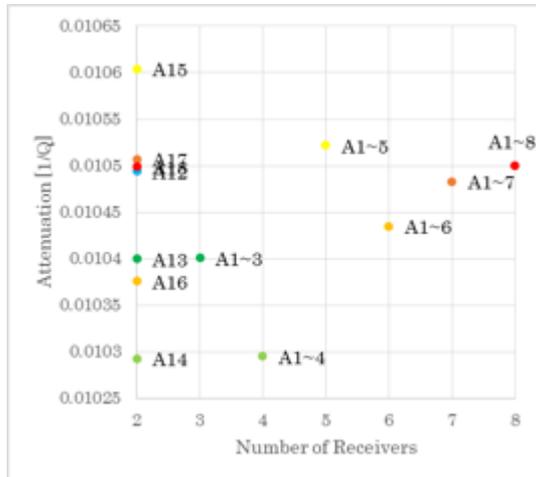
a) MFS-4
Depth=7.5m



b) MFS-4
Depth=15m



c) MFS-4
Depth=22.5m



d) MFS-4
Depth=30m

図 3.2.4.2 MFS-4 で受振器数を変化させない場合との減衰値比較

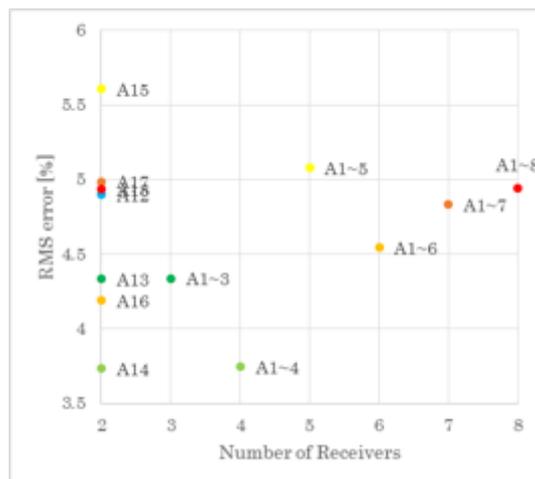


図 3.2.4.3 MFS-4 で受振器数を変化させない場合との RMS error 比較

3.3 性能評価のまとめ

本節で、ここまで性能評価を行った各手法の違いに関してまとめる。なお、提案手法は従来の手法を改良したものであり、改良点を比較しやすい事から SR、CFS は除き、MFS-1~5 間の差を表にした。表中、データは深度方向に N 固のサンプルを持つものとし、Reference depth を ζ 、Reference value を $1/Q(\zeta)$ で表した。

表 3.3.1 MFS 各手法の比較

	MFS-1	MFS-2	MFS-3	MFS-4	MFS-5
任意の値の依存性の補正方法	相対的な Q 値を求め、そこからあるべき値とのずれを取り去る	各受振器で深度方向の平均を取り、そこから最小二乗法で $1/Q(\zeta)$ を決める	MFS-1を全深度で計算し、その平均をとる	各深度の振幅スペクトルで $1/Q(\zeta)$ を求め減衰ログを作成、平均をとる	MFS-4 を全の受振器を用いて計算したもの
$1/Q(\zeta)$ の任意性	あり	なし	あり	なし	なし
ζ の任意性	あり	なし	なし	なし	なし
受振器選択の任意性	あり	なし	あり	あり	なし
重ね合わせる減衰ログの本数	1本	1本	N本	N本	N本
不確実性の検証	不可	不可	可	可	可

以下、各手法の特徴を記載する。

- MFS-1…Reference depth、Reference value、受振器の組み合わせなど、計算の際に任意に決定しなければならないパラメータが多いが、本論文で用いる MFS の中では比較的簡便に計算可能。しかし結果は任意の値に依存が大きい。
- MFS-2…Reference value を求める前に深度方向の平均をとり、Reference value も最小二乗法により求めるため任意性を排除できる。安定した結果が得られるが不確実性は評価できない。
- MFS-3…MFS-1 では Reference depth をある 1 つの深度としているが、これを全深度に拡張し、減衰ログを N 本求めその平均をとったもの。従って Reference depth の任意性を排除でき、不確実性の検証も可能となる。Reference value の任意性は残る。
- MFS-4…MFS-2 では Reference value を求める前に深度方向の平均をとった。MFS-4 は各深度で最小時情報により Reference value を求め、減衰ログを作成し平均化した。任意性は同様に排除でき、安定した結果を得られるうえ不確実性も検証可能になる。一方、計算に用いる受振器の個数や組み合わせを自由に選択できるため、新たに任意性が生じる。
- MFS-5…MFS-4 で、全ての受振器を用いて計算を行うものであり、受振器の選択に関する任意性がなくなるため別手法とした。本論文で比較した手法の中では、任意性がなく結果の不確実性が検証可能な唯一の手法である。

4 フィールドデータへの適用

4.1 本研究で用いるフィールドデータについて

本章では、前章でモデル波形を用いて検証した各種減衰解析手法を実データに適用し、減衰ログの比較や、減衰-速度-飽和率間の相関を取ることで検証を行う。なお、本研究では平成 11 年度基礎試錐「南海トラフ」検層データを用いた。

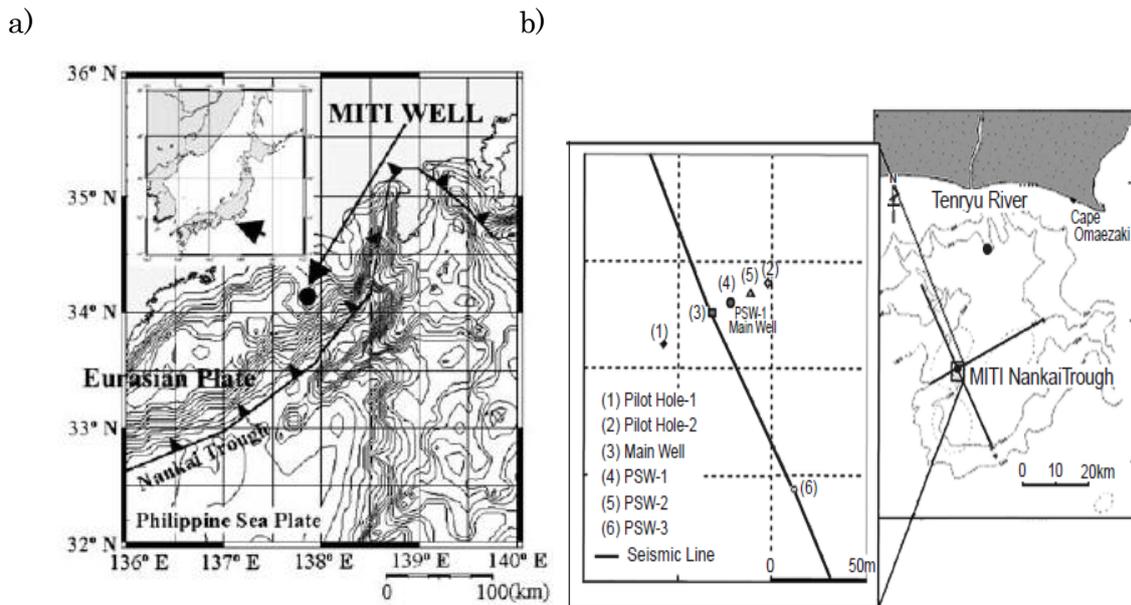


図 4.1.1 南海トラフ((a)Matsushima,2005、(b)Takayama, et al.,2004)

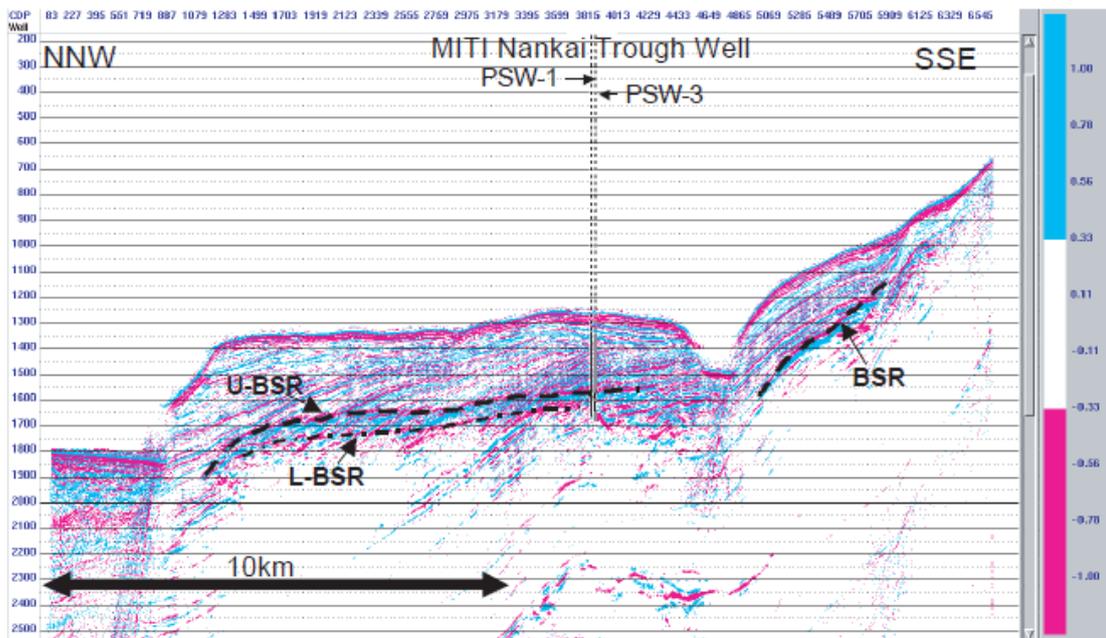


図 4.1.2 南海トラフ断面図(Inamori, et al.,2004)

基礎試錐「南海トラフ」では、1本の主坑井、2本のパイロット坑井、3本の追加坑井(PSW: Post

Survey Well 1-3)の合計で6本の坑井が掘削された。このうちPSW-1、PSW-3における Monopole、Upper Dipole(以下 Dipole)の音波検層データからそれぞれの減衰を求めた。図 4.1.3 ならびに図 4.1.4 には、PSW-1、PSW-3 の P 波波形、S 波波形、ハイドレート飽和率(S_H :Hydrate Saturation)、P 波速度、S 波速度をそれぞれ示す。以下本論文では波形などの図を示す場合、特に記載のない場合は受振器 1 で取得されたものを載せている。

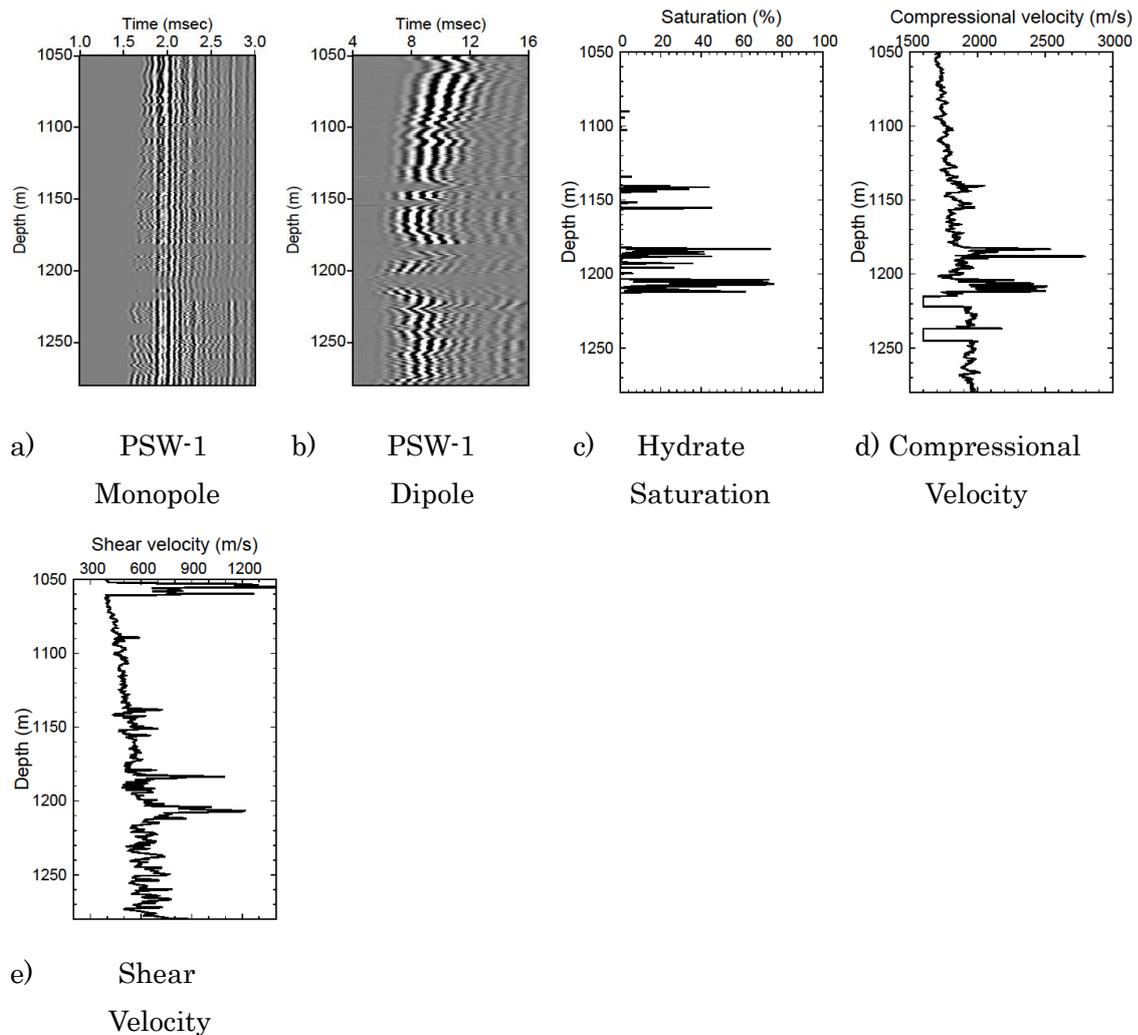


図 4.1.3 PSW-1 データ((a):Monopole 波形、(b):Dipole 波形、(c):ハイドレート飽和率、(d):P 波速度、(e):S 波速度)

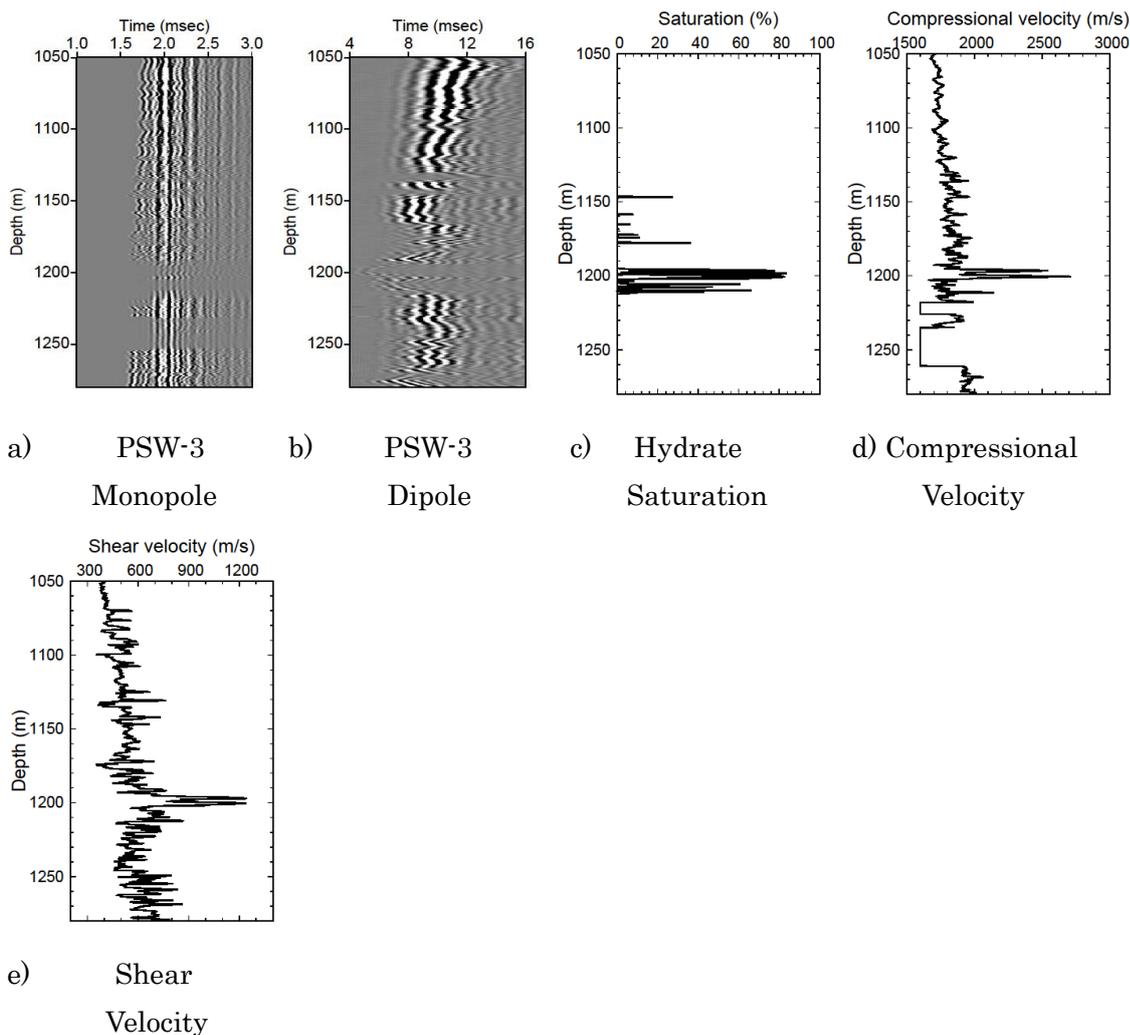


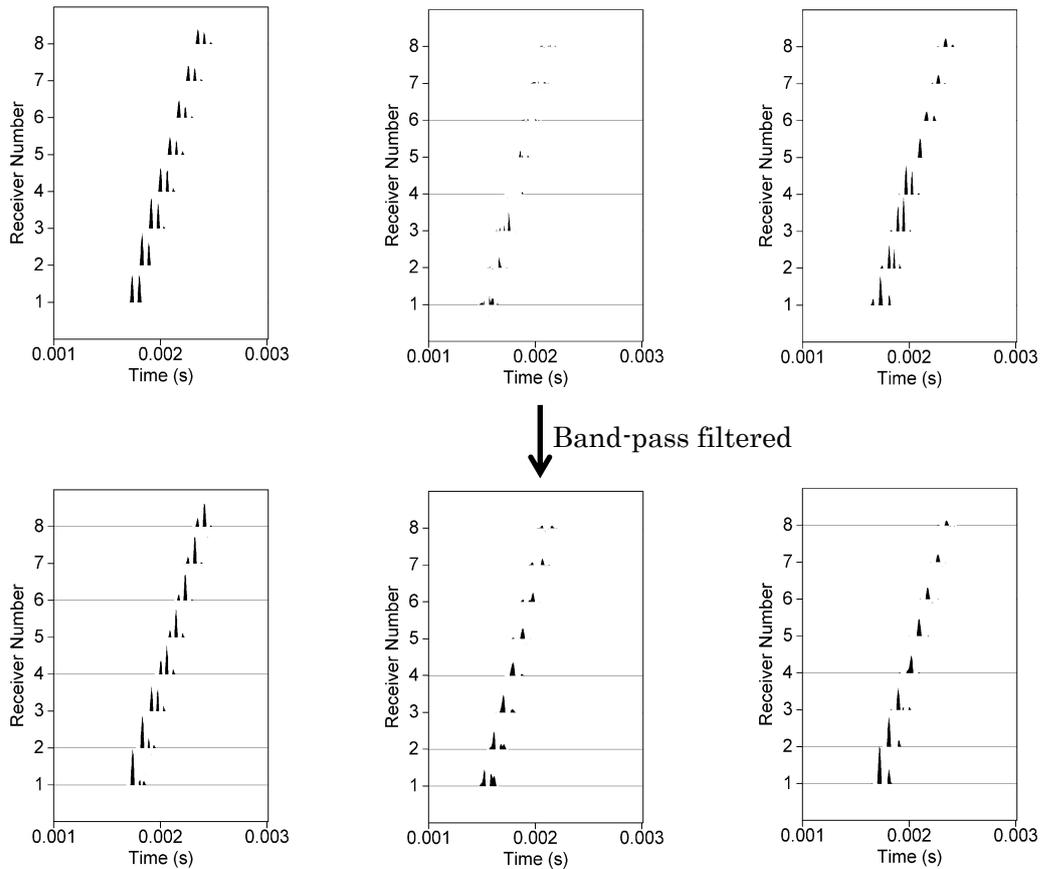
図 4.1.4 PSW-3 データ((a):Monopole 波形、(b):Dipole 波形、(c):ハイドレート飽和率、(d):P 波速度、(e):S 波速度)

図 4.1.3 ならびに図 4.1.4 で示した波形から、PSW-1 では 1215m-1221m および 1237m-1244m、PSW-3 では 1218m-1225m および 1235m-1260m の区間で P 波の振幅が弱まっているのが確認できる。この区間はガス層であり、ガスの存在が P 波に影響している。これは P 波速度でも同様で、同区間の速度は測定できなかった。そこで、Takayama, et al.(2004)に倣いこの区間での P 波速度は 1600m/s の一定速度であるとして計算を行うこととした。なお、ガスの存在は S 波に対しては影響を及ぼさない。また、PSW-1 の S 波速度で 1050m-1061m 間はデータが適切に取得されていなかったが、これはデータ取得時の問題である。

本データのサンプリング間隔は Monopole では $10\mu\text{s}$ 、Dipole では $40\mu\text{s}$ 、サンプル数は 512 である。深度方向には 0.15m 間隔でデータを取得している。減衰解析においては、不要なイベントを避けるために直達波はデータから分離する必要がある。そのため、窓関数を適用して波形を切り出した。本研究では次の式

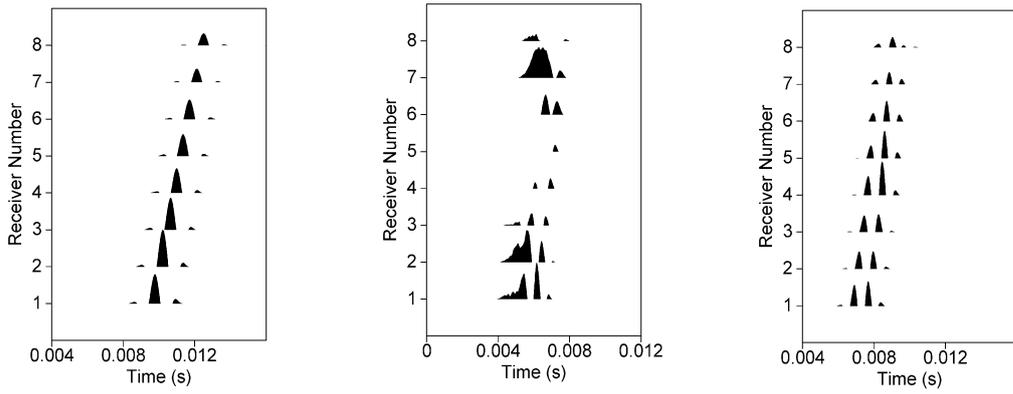
$$\omega(x) = 0.5 - 0.5 \cos 2\pi x \quad (54)$$

で表される Hanning window を Monopole では $200 \mu\text{s}$ 、Dipole では 3.2ms の幅で適用した。また、データにバンドパスフィルターを適用し、使用する周波数域を Monopole では $10\text{kHz}-20\text{kHz}$ 、Dipole では $500\text{Hz}-1000\text{Hz}$ とした。周波数間隔は Monopole で 0.179kHz 、Dipole で 44.6Hz である。窓関数を掛け、バンドパスフィルターを適用したショット記録と元の記録を図 4.1.5 (PSW-1:P 波)、図 4.1.6 (PSW-1:S 波)、図 4.1.7 (PSW-3:P 波)、図 4.1.8 (PSW-3:S 波) にそれぞれ示す。周波数帯域を制限することでノイズを抑制し、信号が強調された。

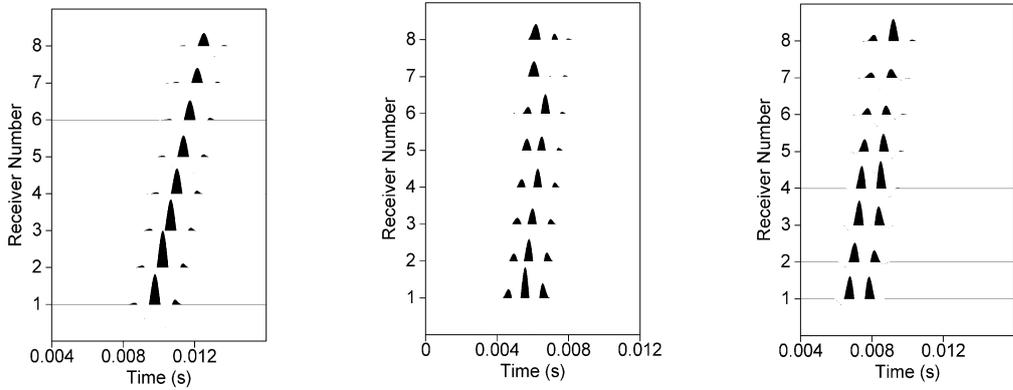


a) PSW-1 Monopole Depth=1070m b) PSW-1 Monopole Depth=1207m c) PSW-1 Monopole Depth=1220m

図 4.1.5 PSW-1 : P 波、窓関数ならびにバンドパスフィルター適用前後波形

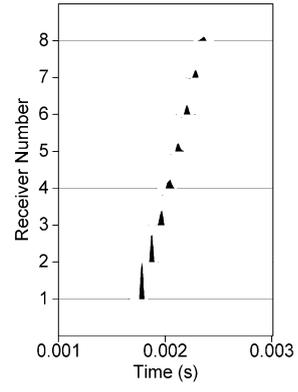
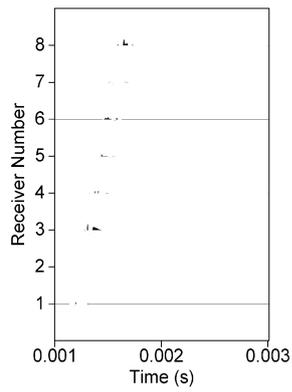
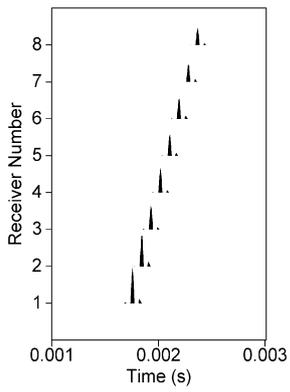


↓ Band-pass filtered

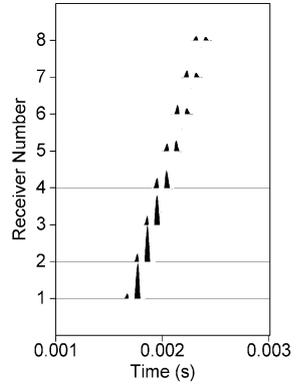
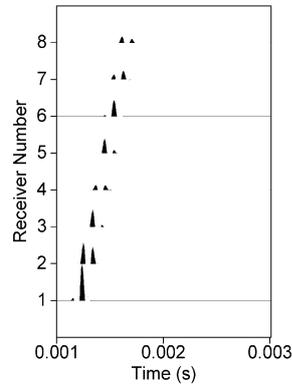
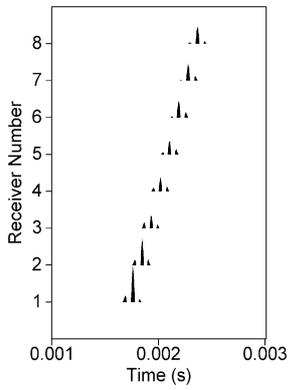


- a) PSW-1 Dipole Depth=1070m b) PSW-1 Dipole Depth=1207m c) PSW-1 Dipole Depth=1220m

図 4.1.6 PSW-1 : S 波、窓関数ならびにバンドパスフィルター適用前後波形



↓ Band-pass filtered

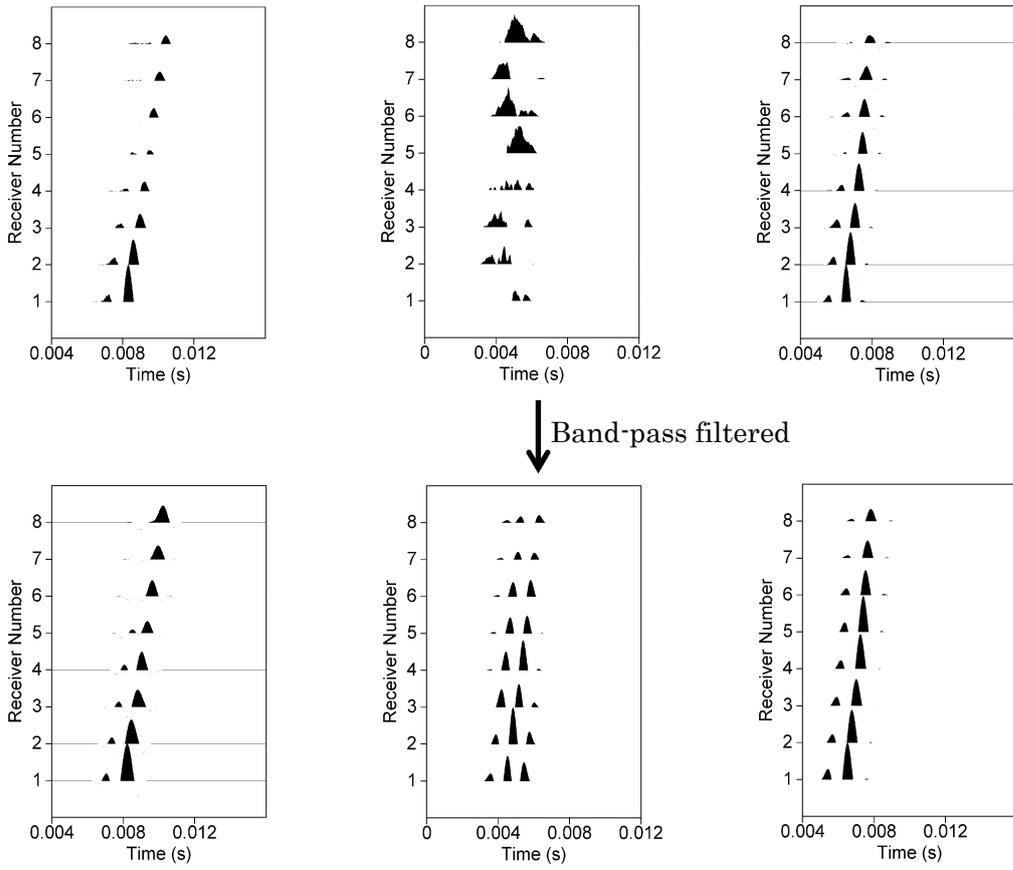


a) PSW-3 Monopole
Depth=1070m

b) PSW-3 Monopole
Depth=1200m

c) PSW-3 Monopole
Depth=1210m

図 4.1.7 PSW-3 : P 波、窓関数ならびにバンドパスフィルター適用前後波形



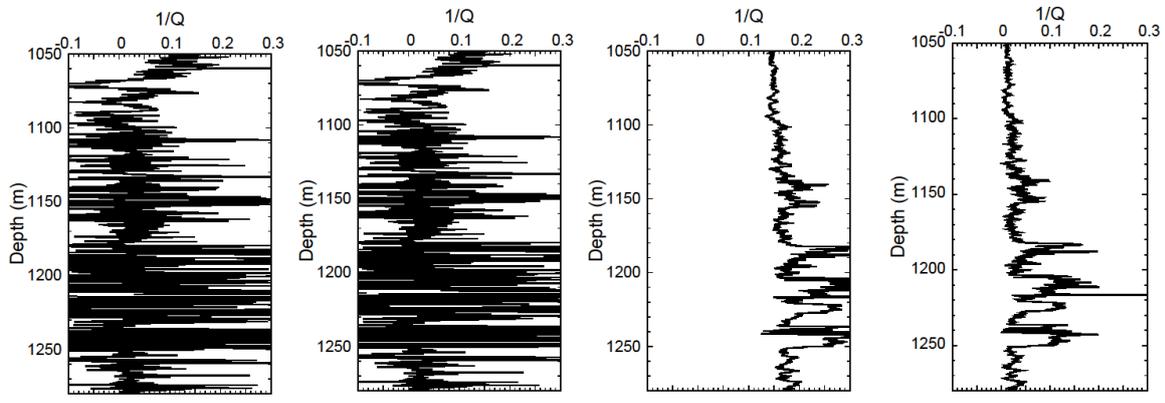
↓ Band-pass filtered

- a) PSW-3 Dipole b) PSW-3 Dipole c) PSW-3 Dipole
 Depth=1070m Depth=1200m Depth=1210m

図 4.1.8 PSW-3 : S 波、 窓関数ならびにバンドパスフィルター適用前後波形

4.2 各種減衰計算手法の比較

前節で示した実データを用いて減衰を算出する。計算手法はモデル波形と同様に SR、CFS、MFS-1~5 で、PSW-1、PSW-3 の 2 点における P 波、S 波減衰を計算した。MFS-1 の Reference depth は 1135m、Reference value は $1/Q=0.01$ としている。



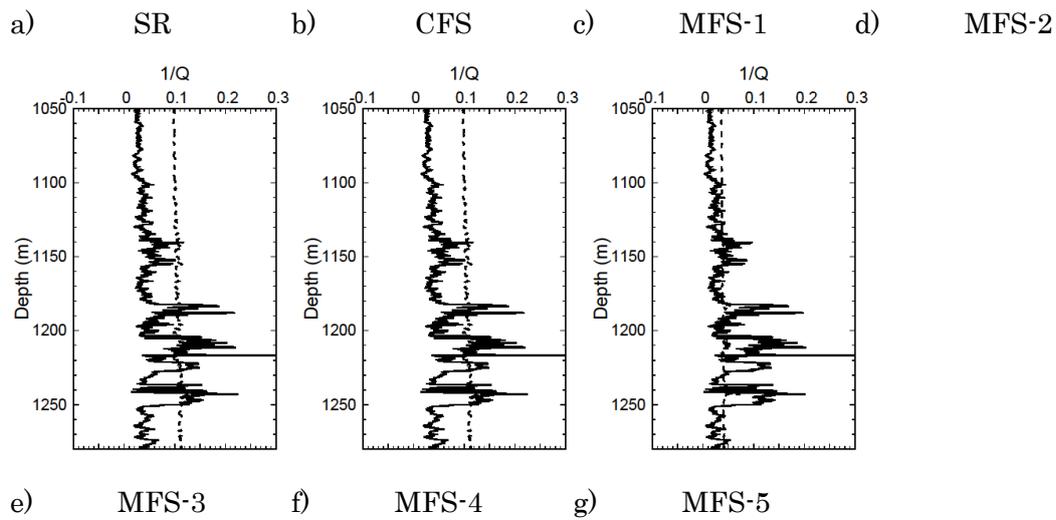


図 4.2.1 PSW-1:P 波、各手法により算出した減衰ログ((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、(d):MFS-2、(e):MFS-3、(f):MFS-4、(g):MFS-5、(e)、(f)、(g)の破線は標準偏差)

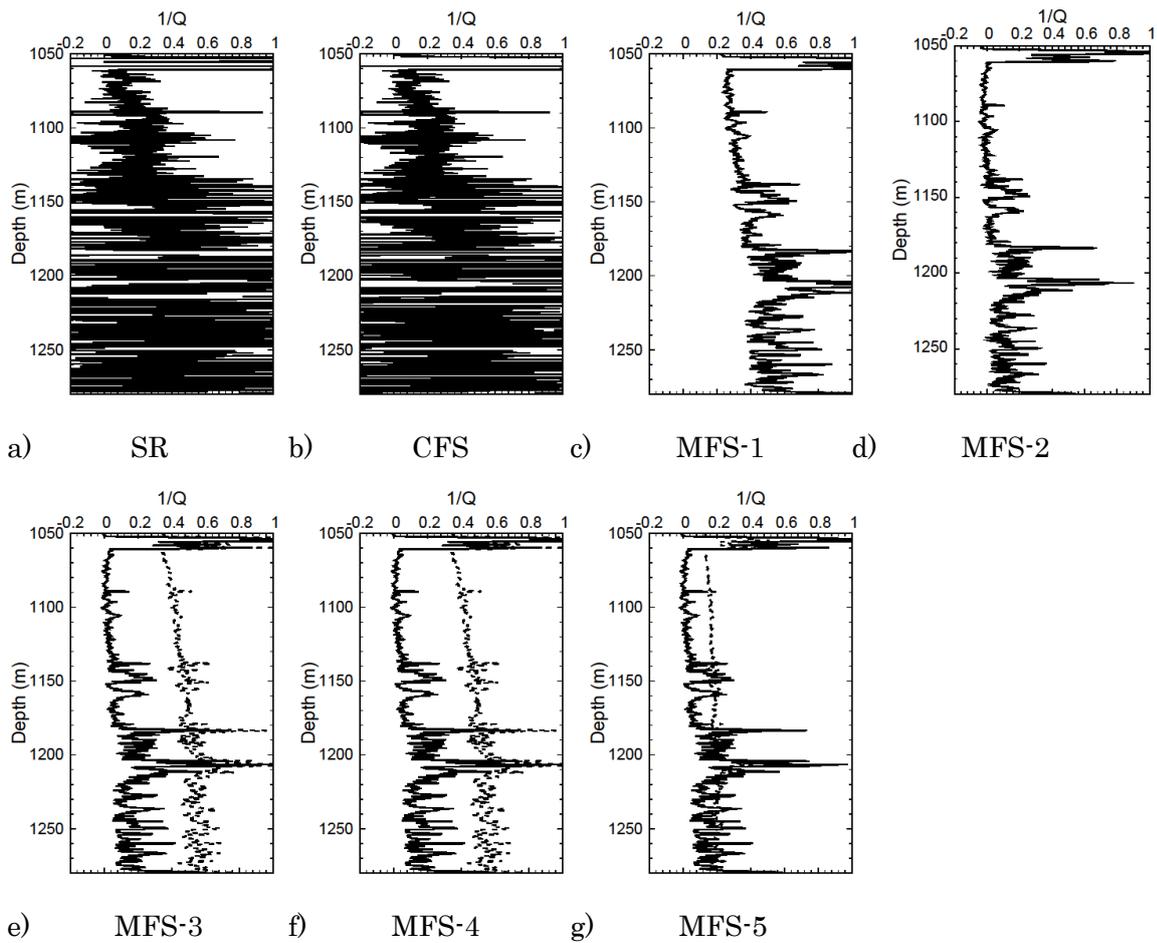


図 4.2.2 PSW-1:S 波、各手法により算出した減衰ログ((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、(d):MFS-2、(e):MFS-3、(f):MFS-4、(g)MFS-5、(e)、(f)、(g)の破線は標準偏差)

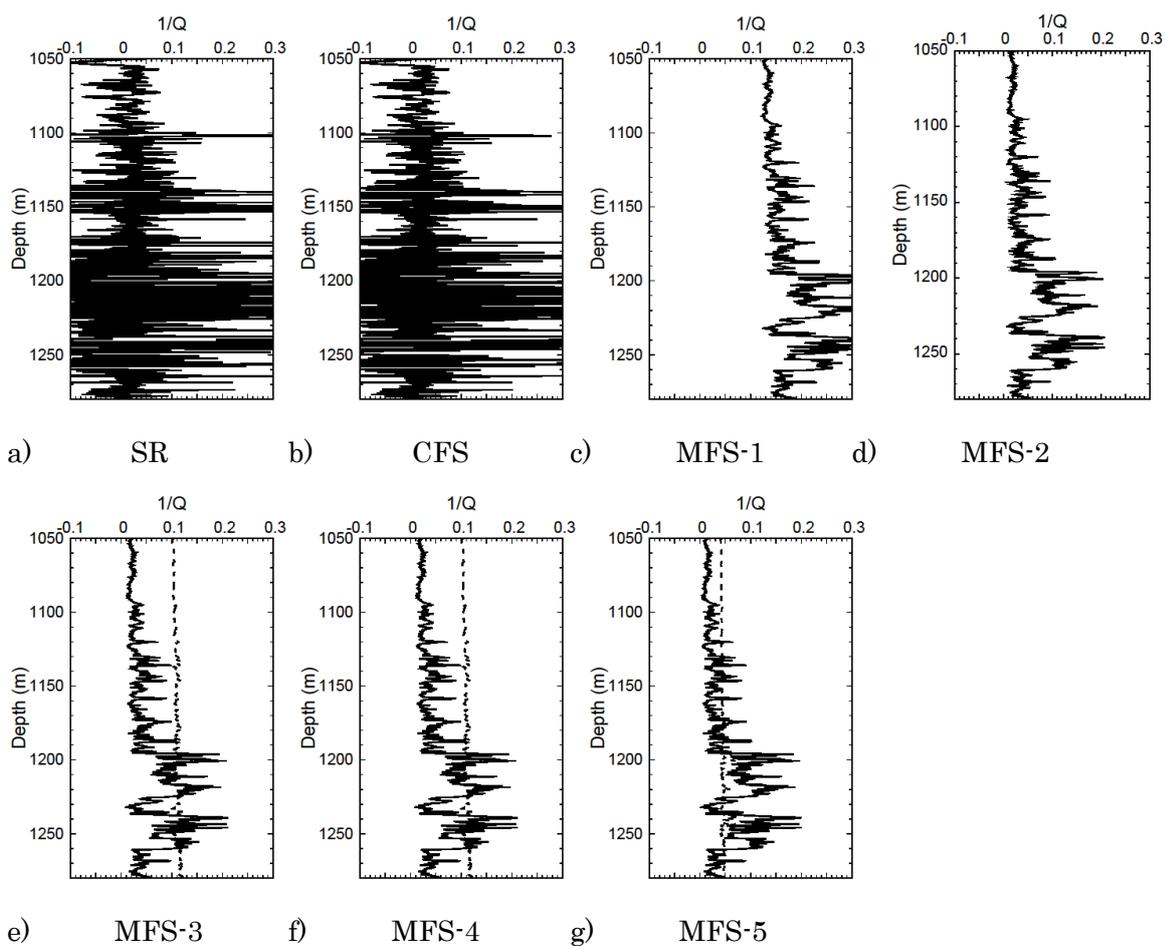


図 4.2.3 PSW-3:P 波、各手法により算出した減衰ログ((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、(d):MFS-2、(e):MFS-3、(f):MFS-4、(g)MFS-5、(e)、(f)、(g)の破線は標準偏差)

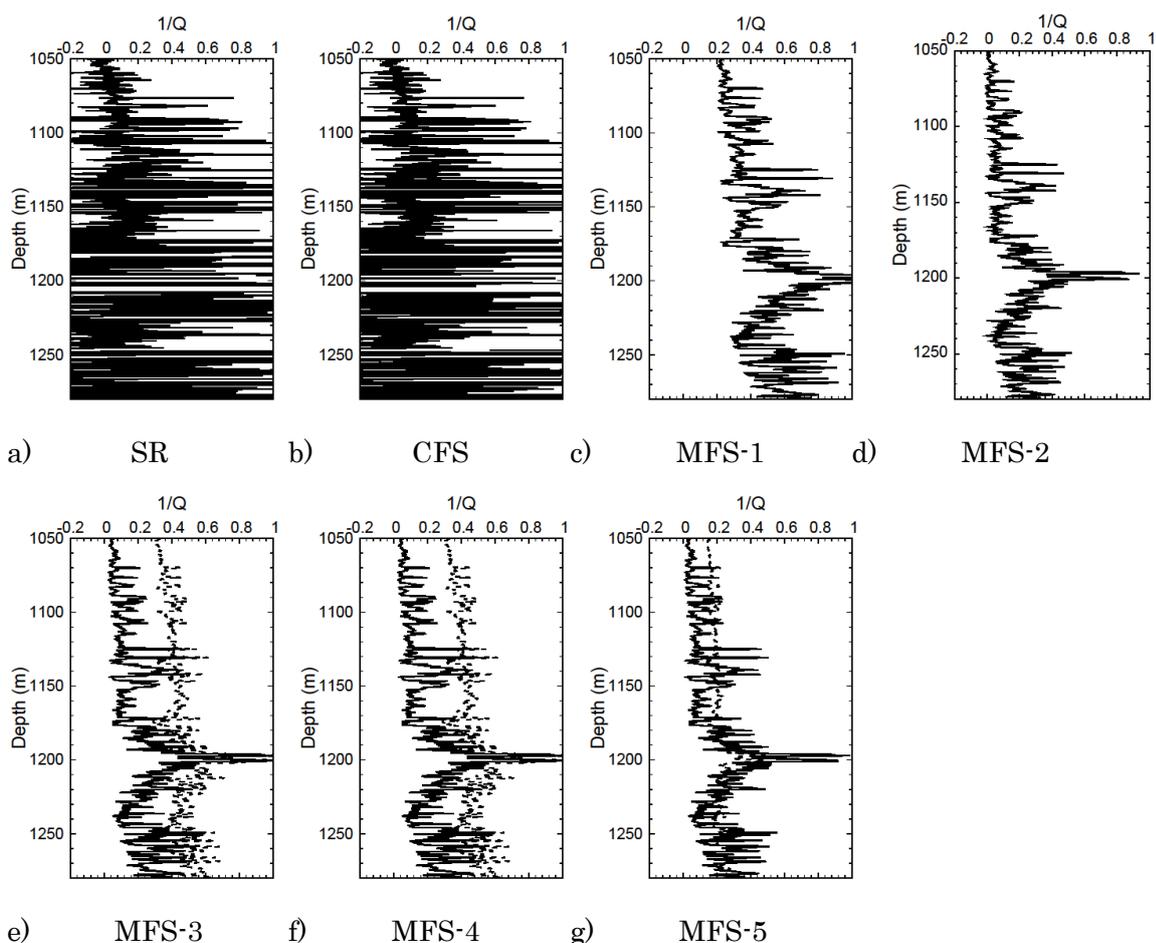


図 4.2.4 PSW-3:S波、各手法により算出した減衰ログ((a):SR、(b):CFS、(c):MFS-1、(d):MFS-2、(e):MFS-3、(f):MFS-4、(g)MFS-5、(e)、(f)、(g)の破線は標準偏差)

実データの場合もモデルで評価した場合と同様の傾向を示している。SR、CFSといった手法のノイズが存在する実データへの適用は困難である。MFS-2~MFS-5は比較的同様の結果となっているが、MFS-3、MFS-4は、例えば dipole における計算結果などでは MFS-2、MFS-5 に比べると安定性に欠けており、標準偏差も MFS-5 に比べると大きくなっている。MFS-1 は他の MFS とは大きく異なる結果となっているが、これは前章のモデルでの計算で示されたとおり、Reference depth と Reference value の任意性がそのまま結果に現れていると推測される。また、PSW-1 の S 波速度が取得できていなかった 1061m までの区間では、速度が他に比べ極端に異なるためどの手法でも減衰も適切に算出できていない。

次節以降ではモデル波形の場合と同様に、MFS-1 における Reference depth と Reference value の影響、MFS-4 における受振器間隔、受振器数の影響について検証する。

4.3 Reference depth および Reference value の影響

前節においてモデル波形で検証したように、MFS-1 は Reference depth を定める必要があり、その点に計算結果が依存する。そのため、本節では PSW-1、Monopole において z 方向に 50 ずつ

(7.62m 間隔)Reference depth を変化させて計算を行い検証した。図 4.3.1 はそのうち z 方向に 500 ずつ(76.2m)変化させていった際の減衰ログである。Reference value の任意性も同様に検証した。4.2 節の減衰ログでは $1/Q=0.01$ として計算を行っていた。Reference depth を数点選び、 $1/Q$ を 0.01 にした場合と 0.02 とした場合の比較を図 4.3.2 に示す。図 4.3.2 において、本論分で用いた実データにおいては Reference value を変えた場合の影響は小さかった一方、Reference depth はモデル波形と同様、結果に大きく影響することがわかる。

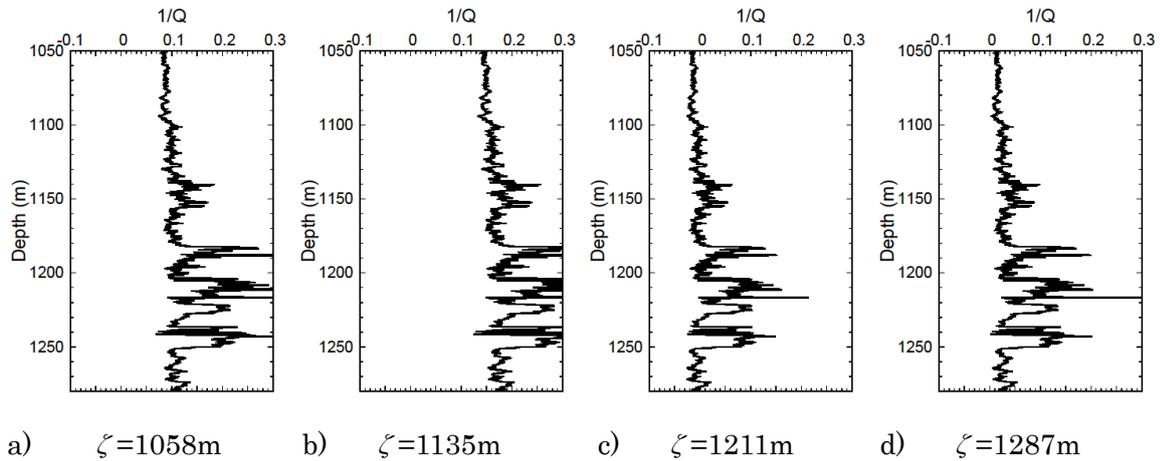


図 4.3.1 PSW-1 P 波 MFS-1 による減衰値算出(Reference depth(ζ)変化)

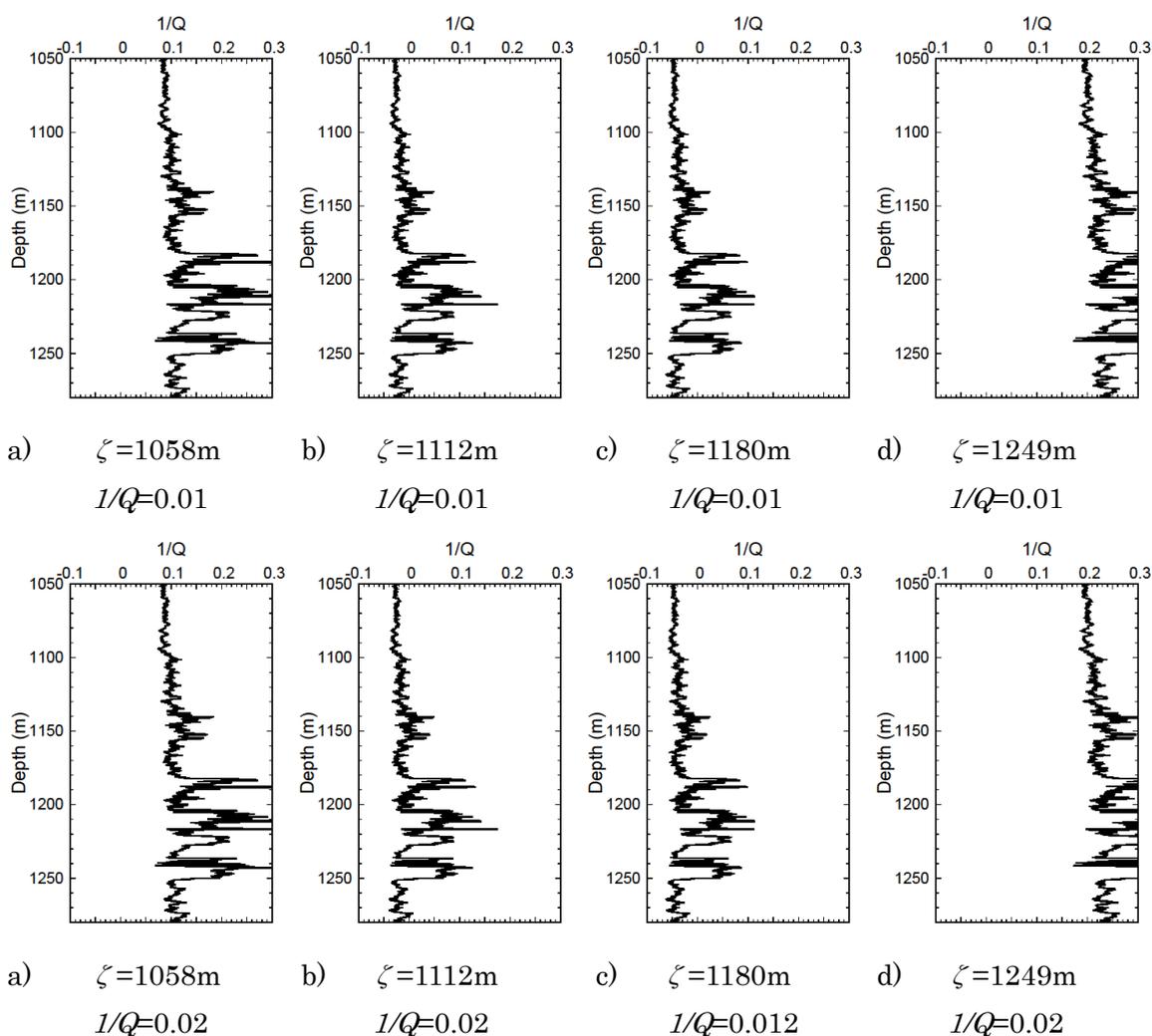
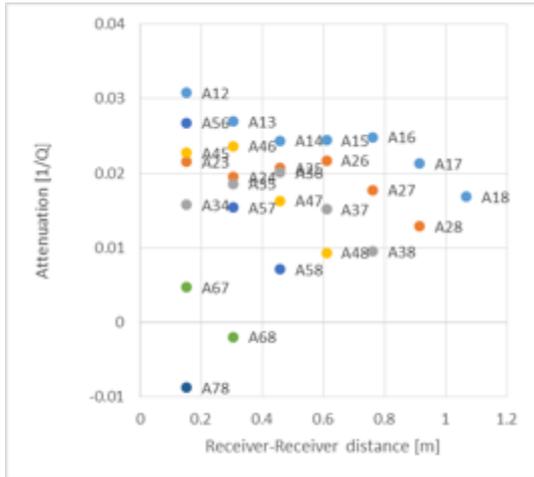


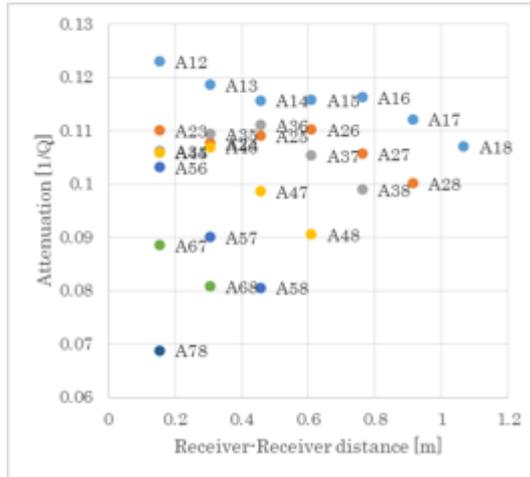
図 4.3.2 PSW-1 P 波 MFS-1 による減衰値算出
(Reference depth(ζ)及び Reference value($1/Q$)変化)

4.4 受振器間隔の影響

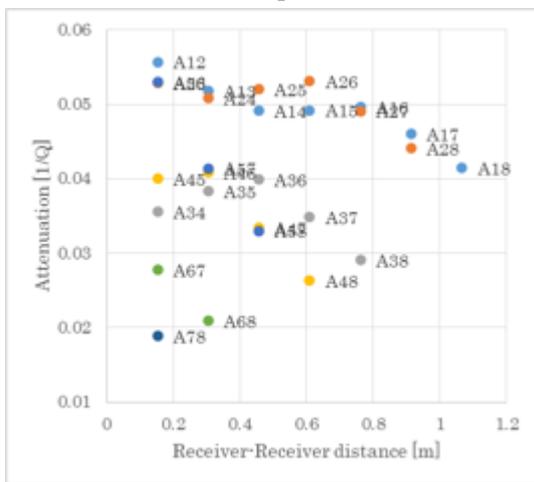
本節では MFS-4 における受振器間隔、受振器数の影響について実データで検証する。ここでは PSW-1、PSW-3 の P 波及び S 波、各 3 点で算出された減衰値を図 4.4.1~4 に示す。全体的にはモデル波形と同様の傾向であり、受振器間隔が広くなるにつれ、組み合わせの違いによる計算結果の差は小さくなっていく傾向が見られる。しかし、受振器間隔を広くとった場合でも、組み合わせにより結果が大きく異なってくる事が確認できる。



a) Depth=1070m

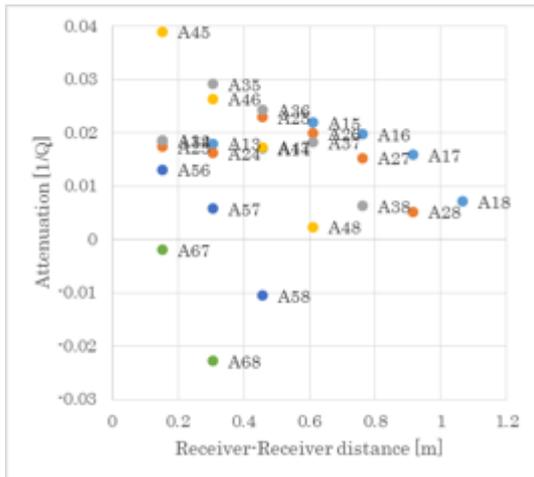


b) Depth=1207m

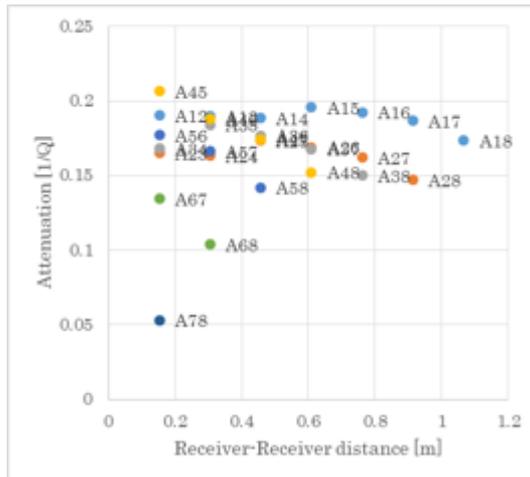


c) Depth=1220m

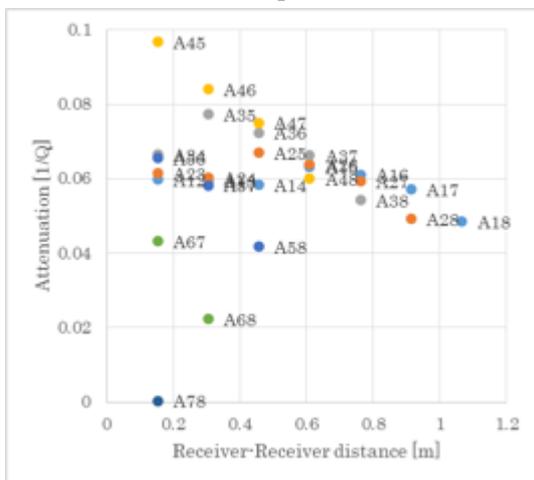
図 4.4.1 PSW-1 P 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器間隔の関係



a) Depth=1070m

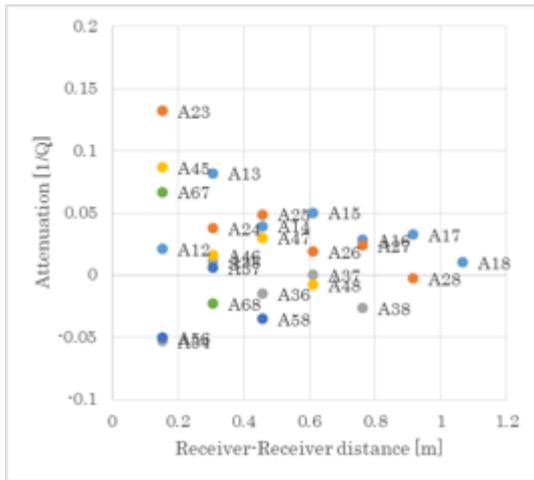


b) Depth=1207m

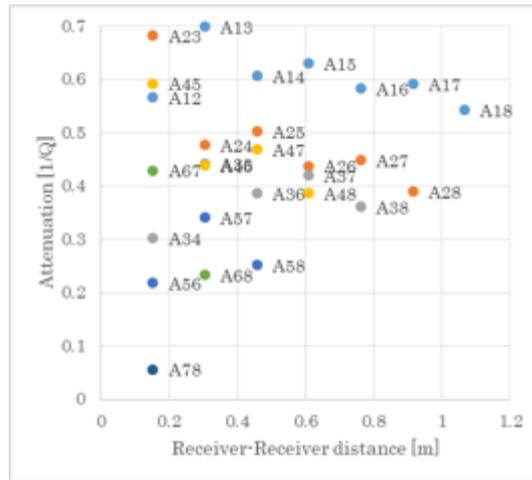


c) Depth=1210m

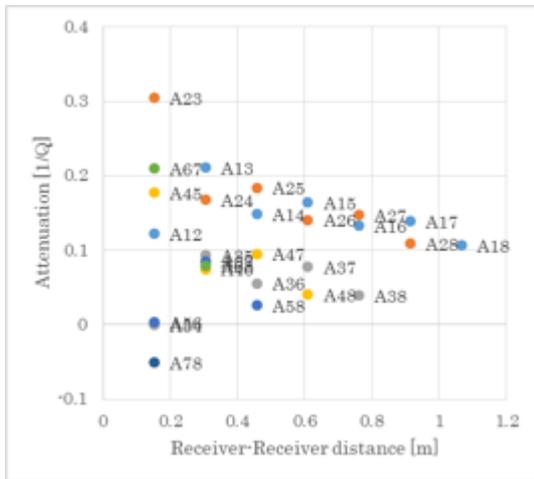
図 4.4.2 PSW-3 P 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器間隔の関係



a) Depth=1070m

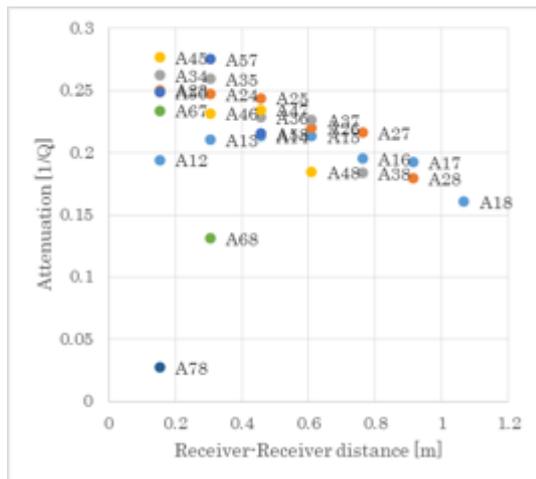


b) Depth=1207m

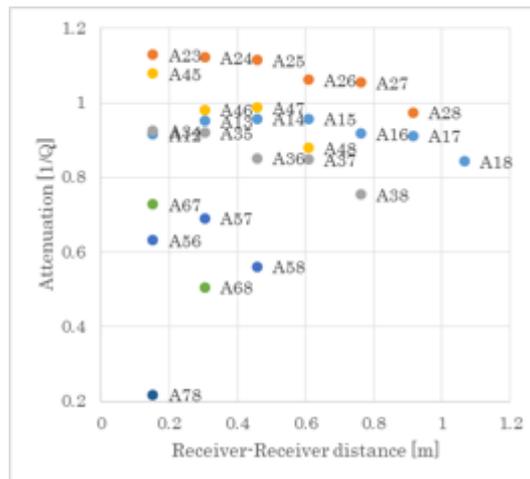


c) Depth=1220m

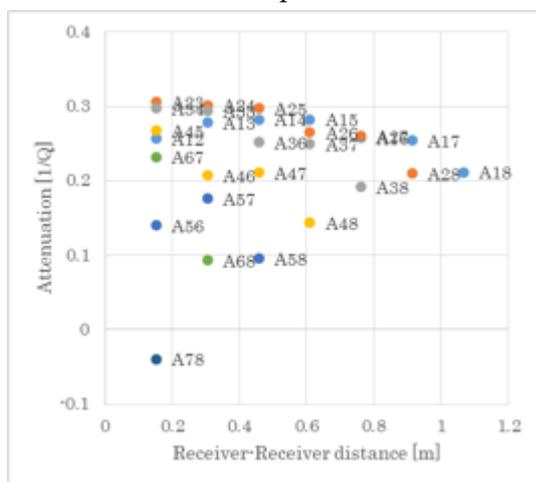
図 4.4.3 PSW-1 S 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器間隔の関係



a) Depth=1070m



b) Depth=1200m



c) Depth=1210m

図 4.4.4 PSW-3 S 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器間隔の関係

4.5 受振器数の影響

本節では、MFS-4 において受振器数を変化させていった場合の計算結果について検証する。PSW-1、PSW-3 の P 波、S 波減衰をグラフにし、図 4.5.1~4 に示す。モデル波形と同様、パターンが膨大になるため、使用する受振器の組み合わせは 2 つ用いた場合には受振器 1 と 2、3 つの場合には受振器 1 と 2 と 3 とといったように、発震器に近い受振器から計算に必要な個数選択するものとした。受振器数が多くなるにつれ、標準偏差が小さくなっていくことが確認できる。

図 4.5.5~8 ではモデル波形と同様、受振器 1 は必ず計算に用いるとし、受振器数は 2 つのまま受振器間隔を広げていった場合と、計算に用いる最長受振器間隔までに存在する受振器も全て用いた場合の比較を PSW-1、PSW-3 の P 波、S 波減衰で行った。分類は 3.2.3、3.2.4 節と同様に各点横の数字と各点の色で示している。図 4.5.1~4 でみられるように、受振器数は計算に大きな影響を及ぼす。同様に、受振器の組み合わせも結果に大きく影響することが図 4.5.5~8 から読み取れる。今回使用したデータでは、例えば PSW-3 の場合、P 波では受振器 1 と受振器 5、受振器 1 と受振器 6 の組み合わせ、S 波では受振器 1 と受振器 4、受振器 1 と受振器 5 の組み合わせで

比較的大きい値になっている。その影響を受けてか、受振器を P 波で 5 個または 6 個、S 波で 4 個または 5 個使用した場合の減衰は、P 波で 4 個、S 波で 3 個用いた場合より大きい値になっている。今回は受振器 1 を固定して組み合わせや受振器数を変化させ比較したが、その他の組み合わせでの計算も考慮すれば更に計算結果はばらつくと考えられ、その中から最適な選択を行うのは困難であるといえる。

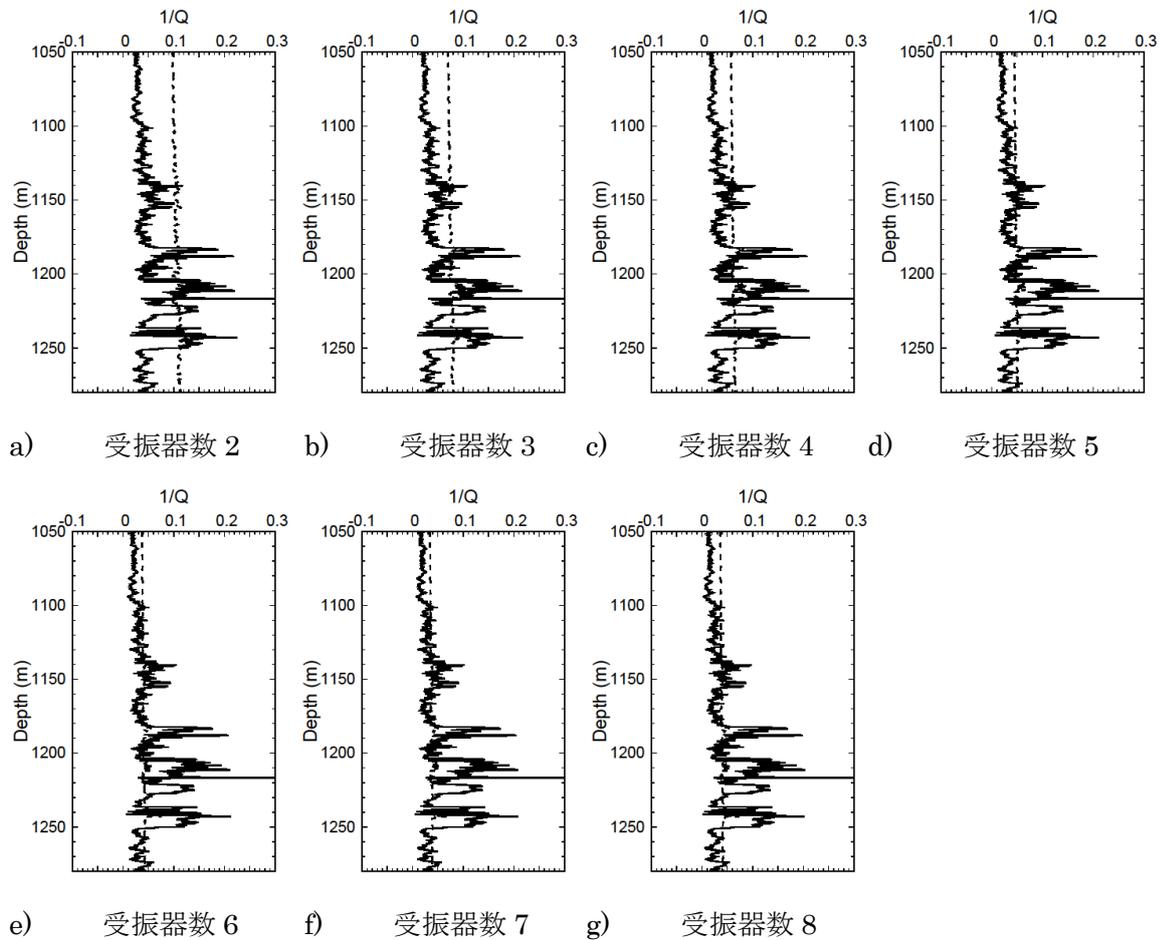
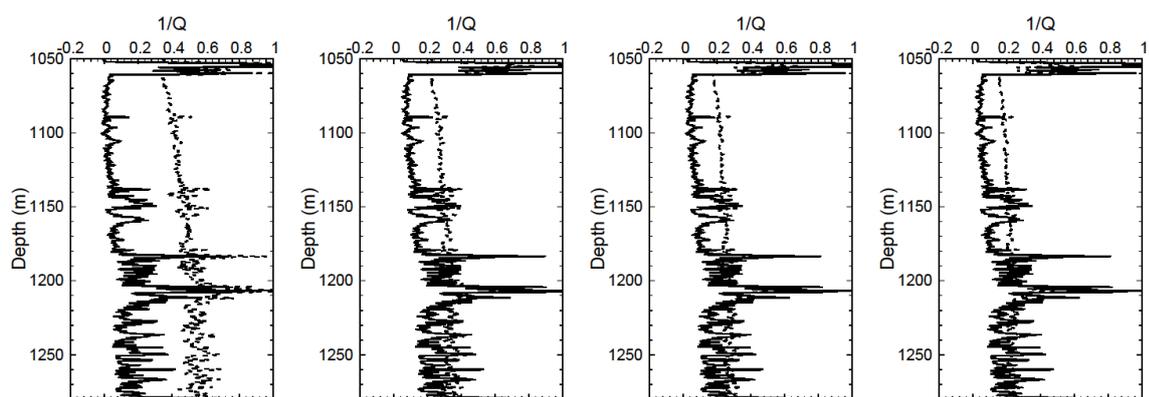
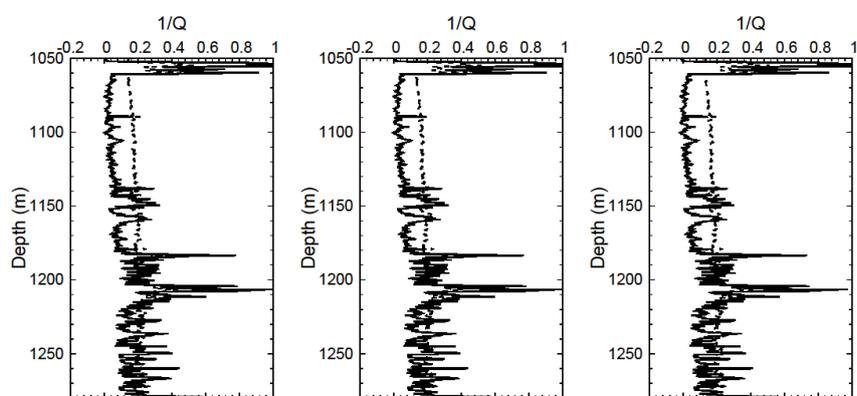


図 4.5.1 PSW-1 P 波減衰(MFS-4、受振器数変化)

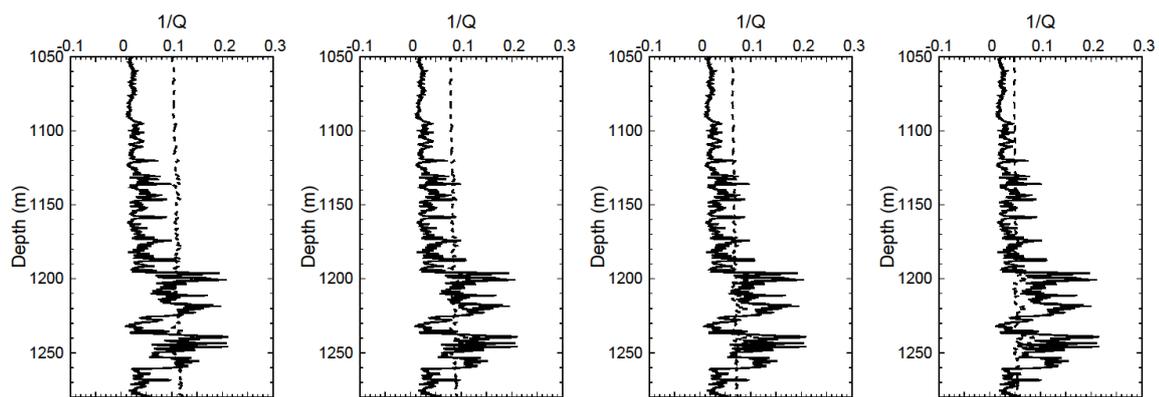


a) 受振器数 2 b) 受振器数 3 c) 受振器数 4 d) 受振器数 5

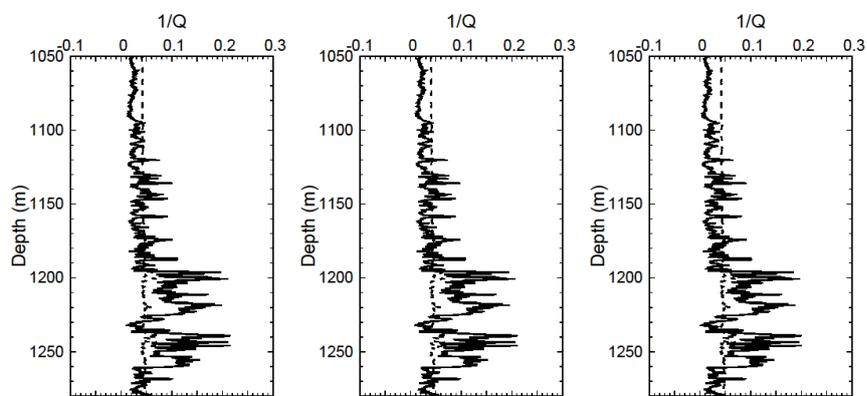


e) 受振器数 6 f) 受振器数 7 g) 受振器数 8

图 4.5.2 PSW-1 S 波減衰(MFS-4、受振器数变化)

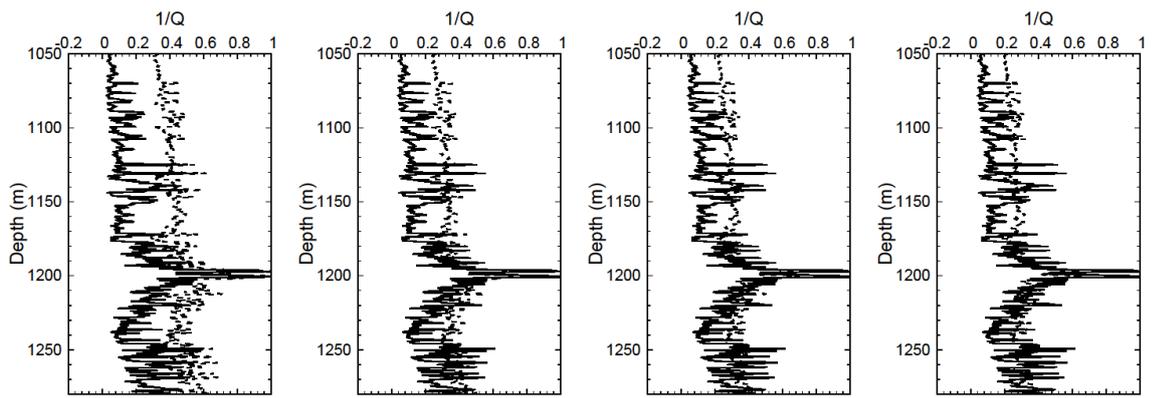


a) 受振器数 2 b) 受振器数 3 c) 受振器数 4 d) 受振器数 5

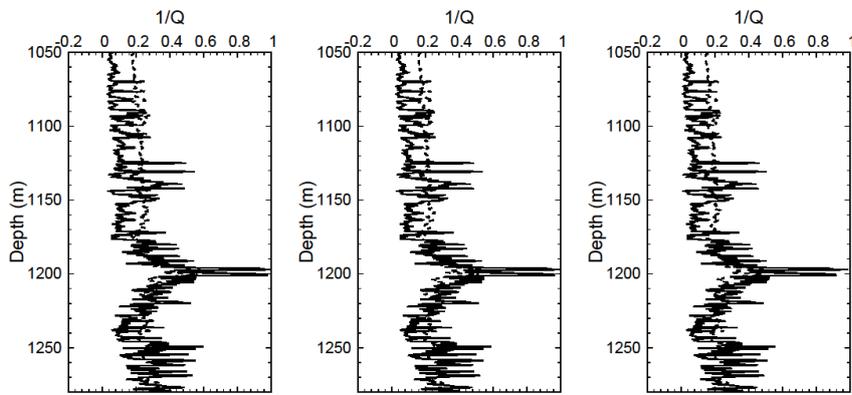


e) 受振器数 6 f) 受振器数 7 g) 受振器数 8

图 4.5.3 PSW-3 P 波減衰(MFS-4、受振器数变化)

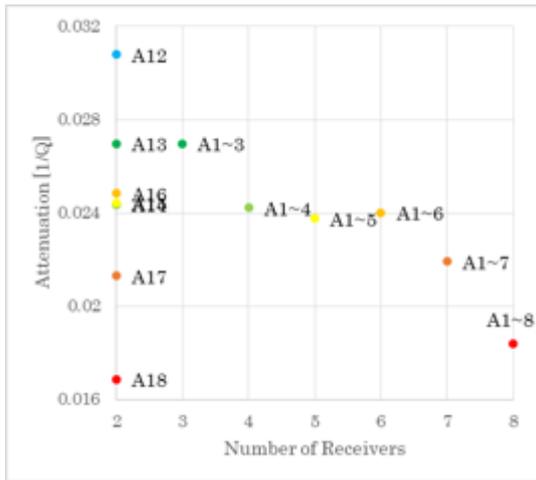


a) 受振器数 2 b) 受振器数 3 c) 受振器数 4 d) 受振器数 5

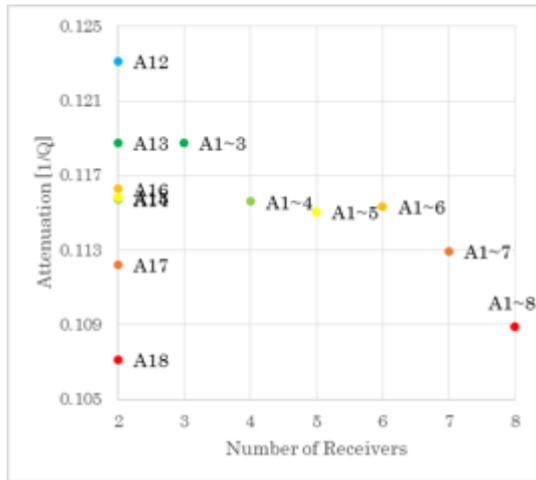


e) 受振器数 6 f) 受振器数 7 g) 受振器数 8

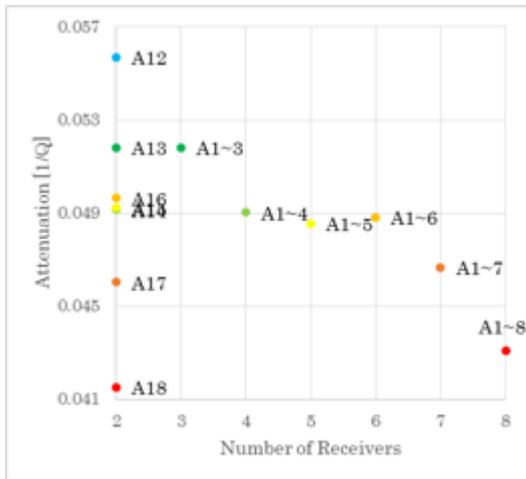
图 4.5.4 PSW-3 S 波減衰(MFS-4、受振器数变化)



a) Depth=1070m

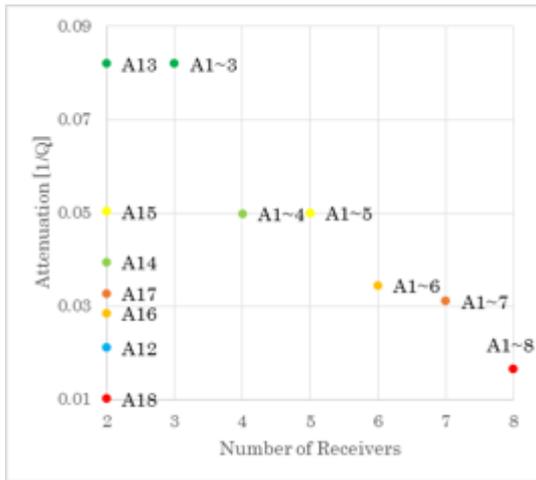


b) Depth=1207m

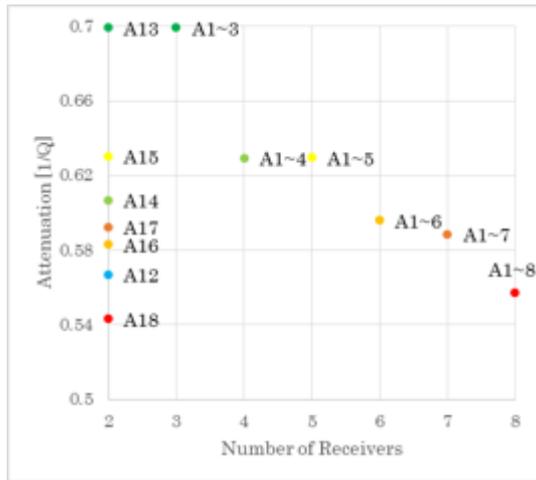


c) Depth=1220m

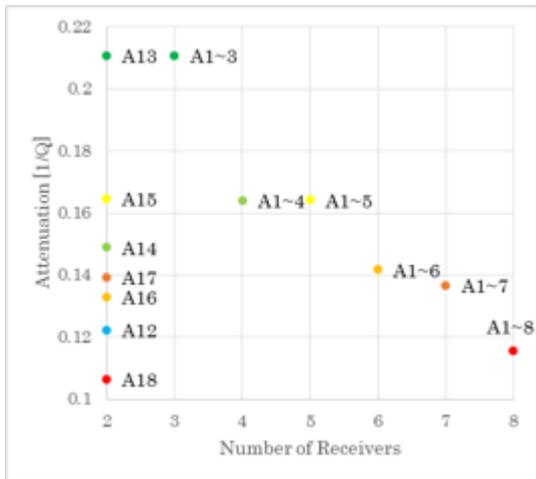
図 4.5.5 PSW-1 P 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器数の関係



a) Depth=1070m

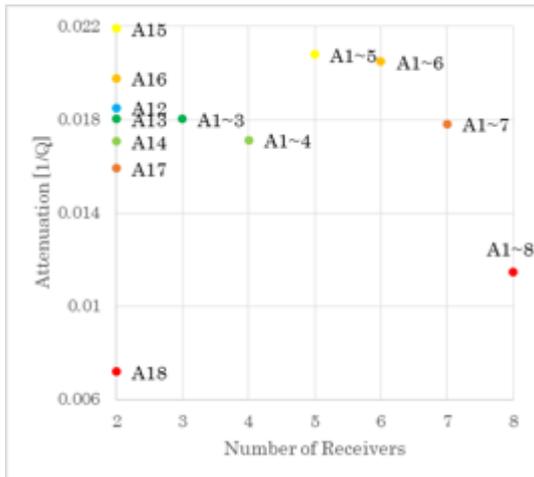


b) Depth=1207m

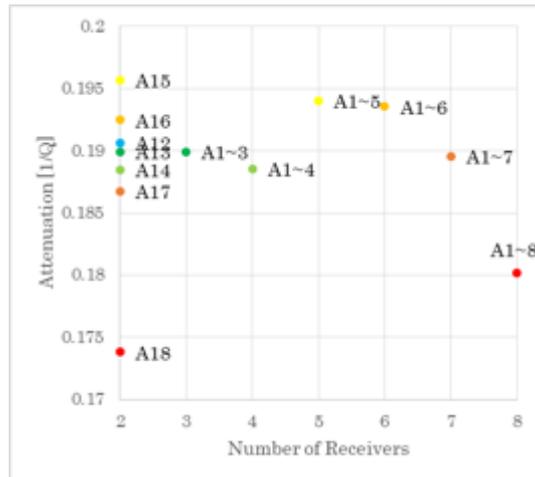


c) Depth=1220m

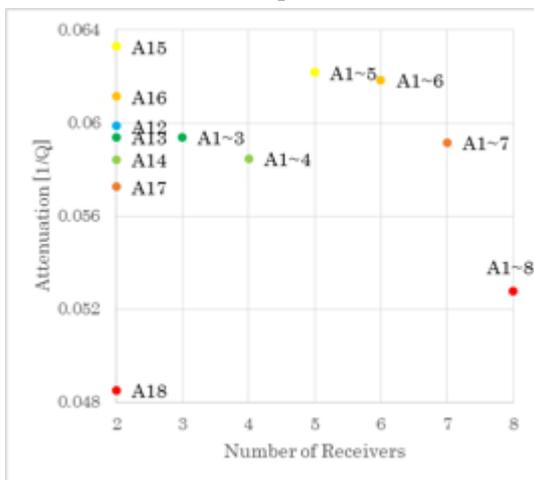
図 4.5.6 PSW-1 S 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器数の関係



a) Depth=1070m

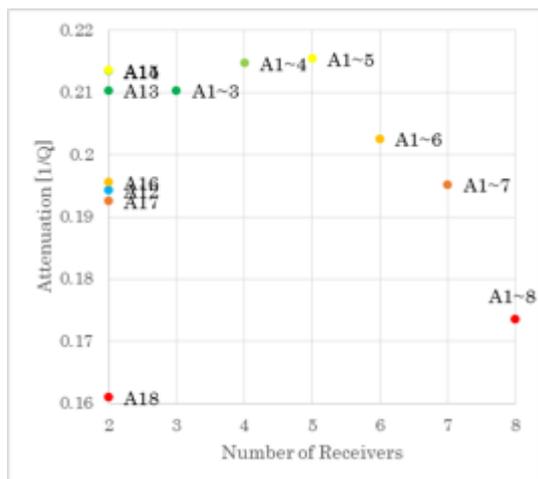


b) Depth=1200m

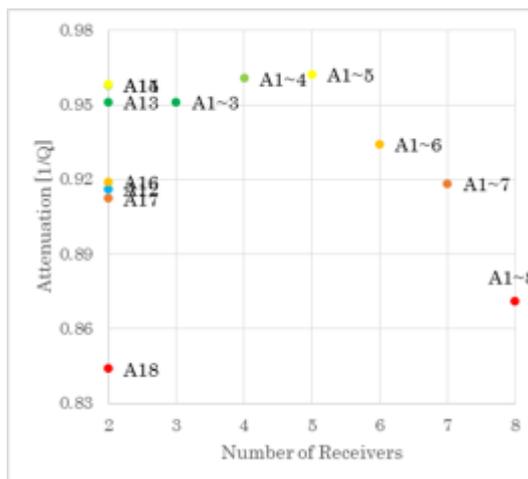


c) Depth=1210m

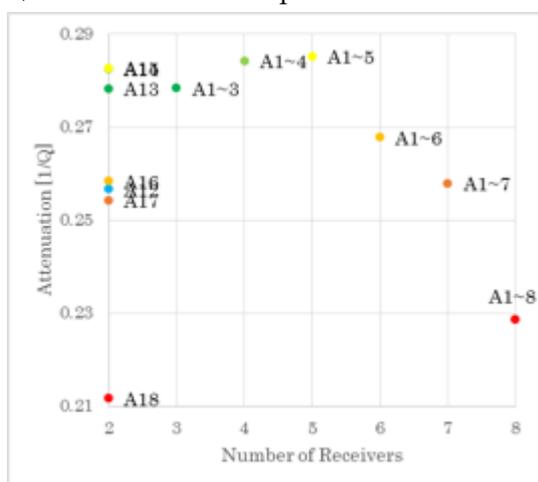
図 4.5.7 PSW-3 P 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器数の関係



a) Depth=1070m



b) Depth=1200m



c) Depth=1210m

図 4.5.8 PSW-3 S 波 MFS-4 で得られた各深度における減衰値と受振器数の関係

4.6 窓関数の影響

4.1 節では、hanning window を Monopole では $200 \mu\text{s}$ 、Dipole では 3.2ms の幅で適用した。本節では窓関数の幅を変えることによる結果の変化を検証した。ナイキスト周波数を考慮し、Monopole では $100 \mu\text{s}$ および $300 \mu\text{s}$ 、Dipole では 2.4ms および 4.8ms の窓関数を適用し、それぞれ MFS-5 で減衰を計算した (図 4.6.1~4.6.4)。各図、前節までの計算に用いていた a) を基準とすると、窓関数の幅を短くした場合は値が振れやすくなり、長めに取った場合はその逆の傾向となる。これはあまり短すぎる場合はノイズの影響を大きく受けてしまい、長すぎる場合は長く伝播し品質の悪くなったデータにシグナルが埋没してしまうためと考えられる。実データにおいてはデータ毎に適切な範囲を切り取るが必要になるだろう。

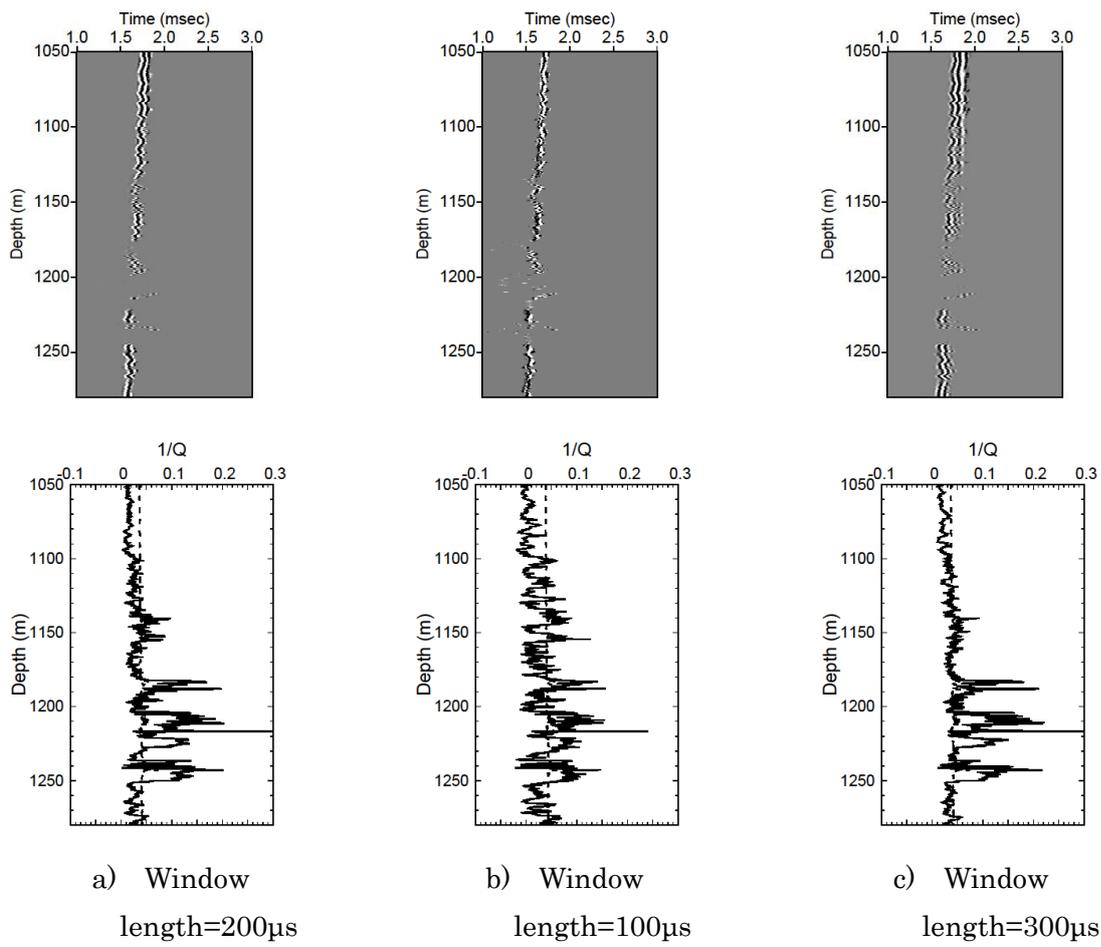
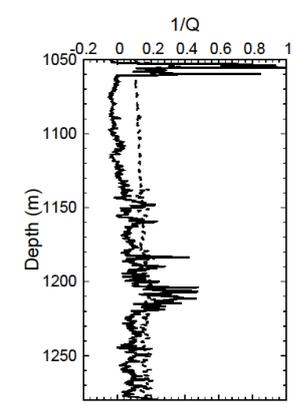
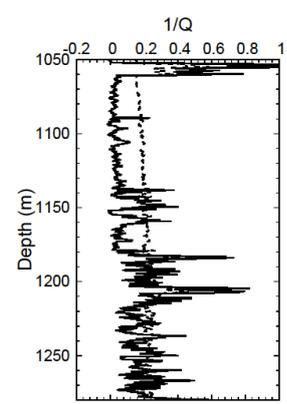
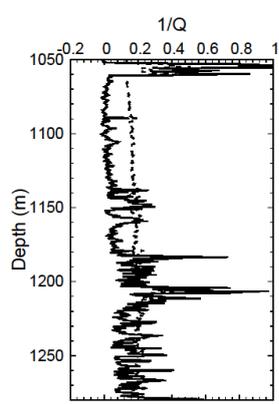
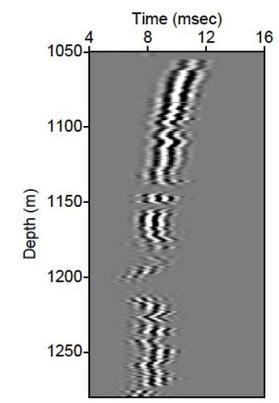
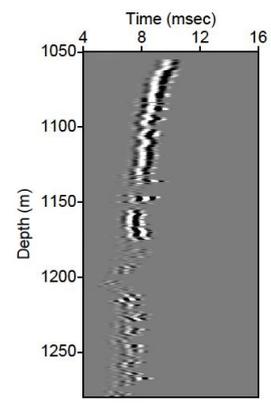
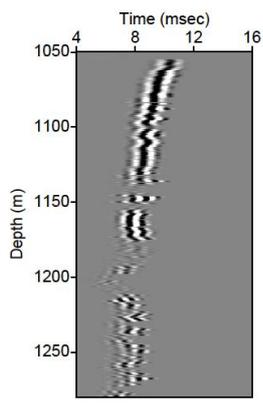


図 4.6.1 PSW-1 P 波 窓関数が波形と減衰ログに与える影響



a) Window
length=3.2ms

b) Window
length=2.4ms

c) Window
length=4.8ms

図 4.6.2 PSW-1 S波 窓関数が波形と減衰ログに与える影響

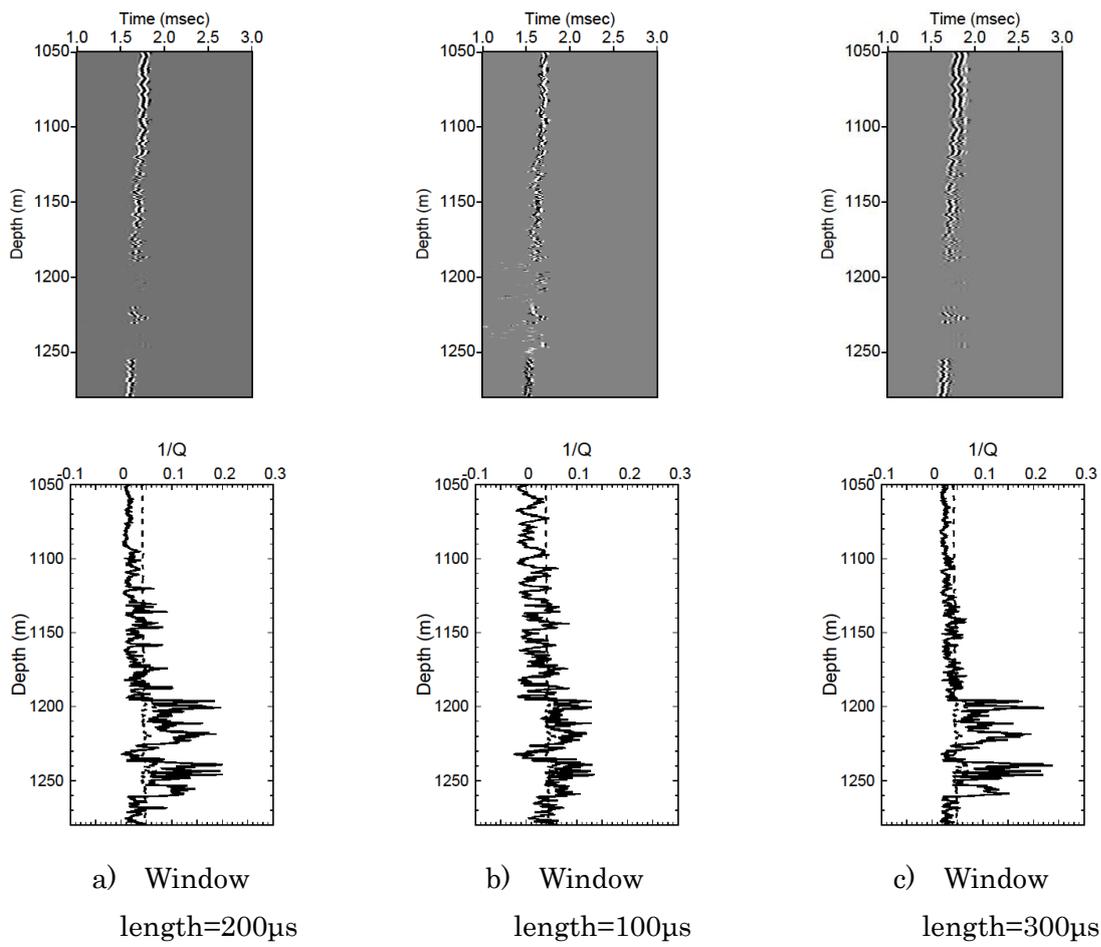


図 4.6.3 PSW-3 P 波 窓関数が波形と減衰ログに与える影響

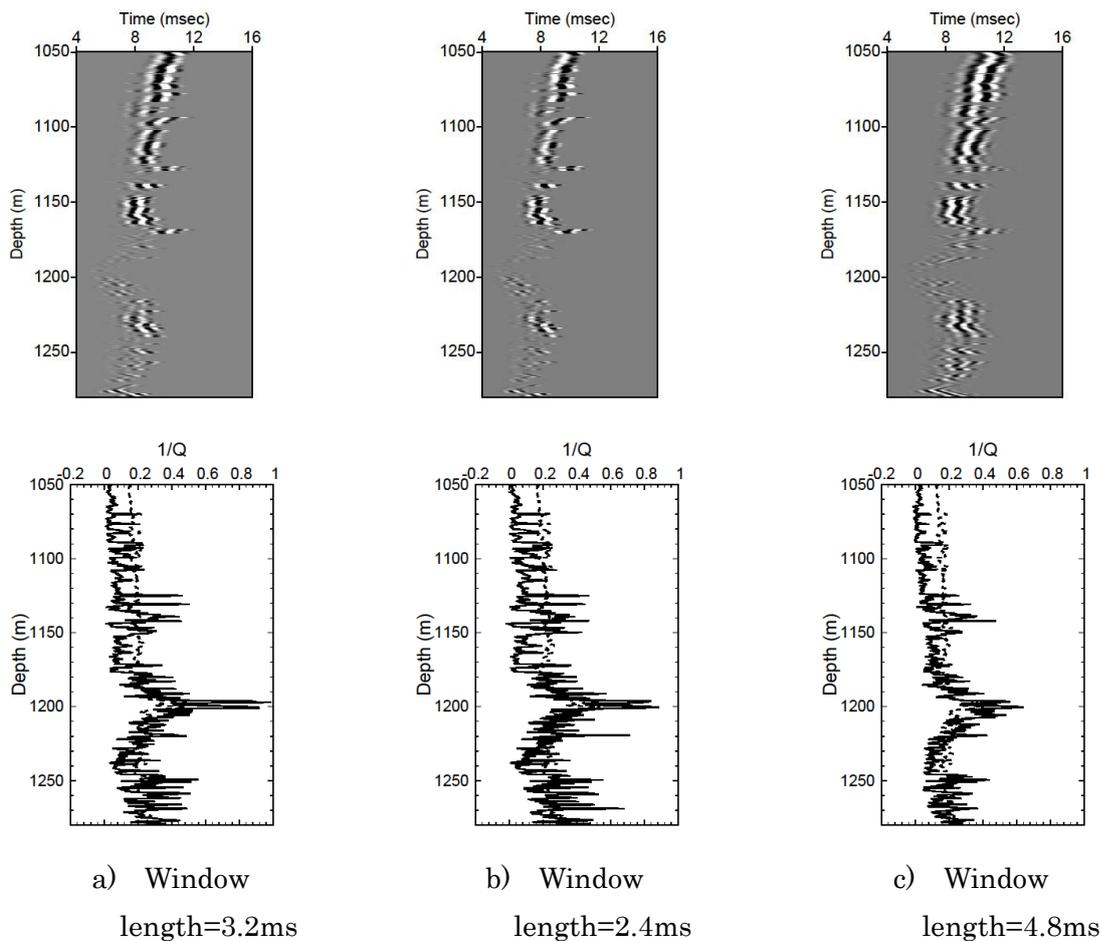


図 4.6.4 PSW-3 S 波 窓関数が波形と減衰ログに与える影響

4.7 各計算結果の相関

これまでに求められた結果や既存の速度データなどからクロスプロットを作成し、データの関係性を調べた (図 4.7.1~4.7.14)。その際、PSW-1、PSW-3 の Monopole で、ガスの影響によりデータを取得できず、P 波速度を 1600m/s とした区間、および PSW-1 の Dipole で、データを適切に取得できなかった 1050m-1061m の区間は除外した。また、減衰は MFS-5 により求めた値 Q_p 、 Q_s を用いている。各クロスプロットには近似直線と相関係数の二乗 (決定係数) を記載してある。更に、クロスプロット中の各点はもう一つパラメータを用いて分類している。例えば、図 4.7.1 では飽和率と減衰でクロスプロットを作成しているが、各点を更に速度で分類している。分類に用いたパラメータの最大値と最小値を上限、下限として 5 等分し、各クロスプロットで用いたパラメータは図の下部に記載した。

図 4.7.1、図 4.7.3 は飽和率-減衰の相関をとったものであり、速度により分類した。同様に図 4.7.2 と図 4.7.4 は飽和率-速度の相関をとり、減衰で分類した。PSW-3、飽和率 - 減衰の相関以外は S 波での相関の方が強いが、全体的には飽和率 - 減衰と飽和率 - 速度は同程度の相関だといえる。また、図 4.7.5~6 や図 4.7.1~4 の分類から速度 - 減衰の相関の強さが確認できる。これは減衰を求めるために速度を用いることも一因であると考えられる一方、完全に一致はしていない。

図 4.7.7~12 は図 4.7.1~6 と同様のクロスプロットだが、ハイドレート飽和率が 0%である場所を除外して作成した。全データで相関をとった場合と比べると、PSW-1 P 波の速度と飽和率、あるいは減衰と飽和率の相関は同程度だが、PSW-1 S 波及び PSW-3 P 波、S 波の場合は相関が強くなった。速度 - 減衰間では PSW-3 P 波以外は強い相関を示している。図 4.7.11~12 では飽和率で分類しているが、そこから飽和率の高い箇所では速度、減衰ともに大きい値をとる傾向が見てとれる。図 4.7.7~10 での相関とあわせて考えると、速度、減衰の両者を用いることで高飽和率の箇所をより高い精度で推定できると期待される。

図 4.7.13~14 は逆に、ハイドレート飽和率が 0%の区間のみを抽出し相関を取ったものである。分類に飽和率を使用できないため、MFS-5 により求められた標準偏差を分類のためのパラメータとした。この場合には、S 波において減衰と速度は強い相関があるが、P 波減衰においてはそこまで強い相関は見られない。

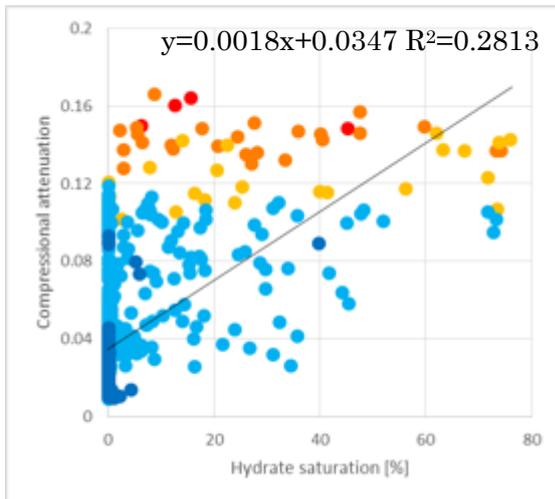
この図においては、比較的高減衰の点と低減衰の点、また、低減衰の点は更に 1900m/s 前後を境にして分かれているように見える。

そこで、それらの分類を試み、深度の図にしたものが図 4.7.15~16 である。この際、速度 1600m/s とした区間もグラフ作成に用いている。今回は低減衰と高減衰の分かれ目、低減衰の塊で速度 1900m/s を境としてグループ 1、2、3 とした。その他の速度 1600m/s 区間や速度 2100m/s を超える点はグループ 0 とした。

グループ 3 は比較的深部に集まっている。基本的に音波速度は深部にいくにつれ上昇していく性質があるため、グループ 2 と分かれているように見えるがこれは本質的には変わらないものと考えられる。グループ 1 の高減衰はハイドレート賦存域の下限付近に見られる。今回はハイドレートの飽和率が既に判明しており、図 4.7.13~14 では飽和率 0%の区間を取り出すことができた。実際には図 4.7.5~6 のようになるため容易に取り出すことは難しい。更に飽和率と減衰、速度で強い相関が取れば、低飽和率の区間を分類可能になり、そうすれば今回図 4.7.15~16 で示されたような分類が顕著になる可能性がある。その場合、ハイドレートの存在下限を示す一つの指標として用いることも期待される。

本節までに、実データを用いて様々な手法で減衰を算出してきた。相関から速度と同程度にハイドレート賦存域を探索する指標としての有用性が示唆された。そして、計算された減衰には、2 章で示したように内部減衰と散乱減衰が含まれている。このうち、散乱減衰に関しては媒体の不均質性が影響することがわかっている。次節では不均質性の減衰への影響を考える。

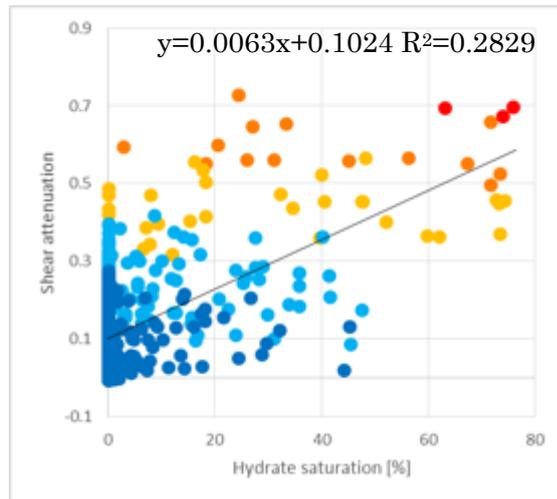
a)



V_p [m/s]

● $2700 < V_p$ ● $2400 < V_p < 2700$ ● $2100 < V_p < 2400$
 ● $1800 < V_p < 2100$ ● $V_p < 1800$

b)

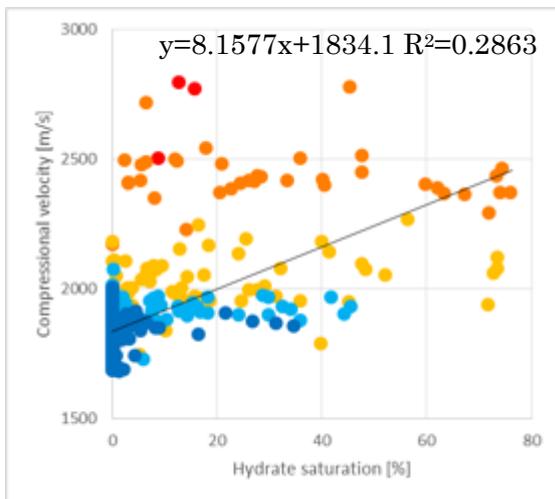


V_s [m/s]

● $1200 < V_s$ ● $1000 < V_s < 1200$ ● $800 < V_s < 1000$
 ● $600 < V_s < 800$ ● $V_s < 600$

図 4.7.1 PSW-1 飽和率 - 減衰クロスプロット((a)P波、(b)S波、速度による分類)

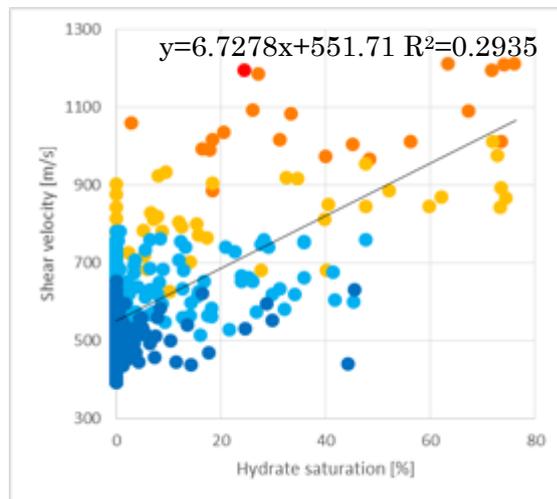
a)



Q_p

● $0.16 < Q_p$ ● $0.12 < Q_p < 0.16$ ● $0.08 < Q_p < 0.12$
 ● $0.04 < Q_p < 0.08$ ● $Q_p < 0.04$

b)

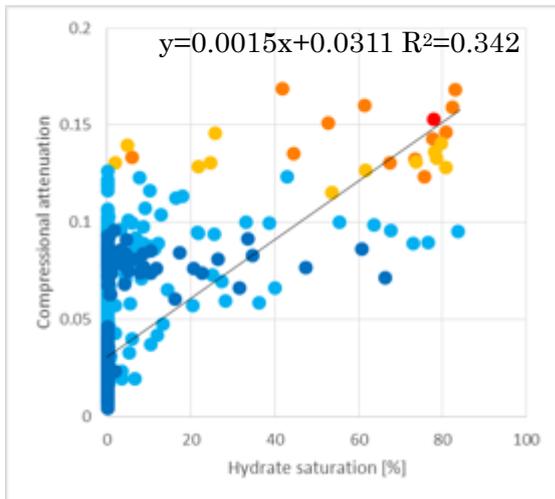


Q_s

● $0.7 < Q_s$ ● $0.5 < Q_s < 0.7$ ● $0.3 < Q_s < 0.5$
 ● $0.1 < Q_s < 0.3$ ● $Q_s < 0.1$

図 4.7.2 PSW-1 飽和率 - 速度クロスプロット((a)P波、(b)S波、減衰による分類)

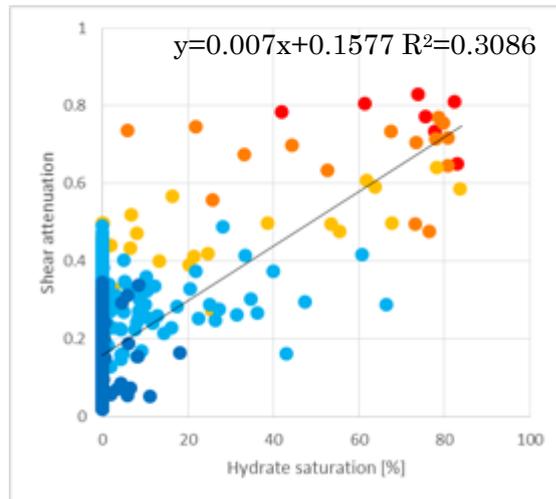
a)



V_p [m/s]

- $2700 < V_p$
- $2400 < V_p < 2700$
- $2100 < V_p < 2400$
- $1800 < V_p < 2100$
- $V_p < 1800$
- $1200 < V_p$
- $1000 < V_p < 1200$
- $800 < V_p < 1000$
- $600 < V_p < 800$
- $V_p < 600$

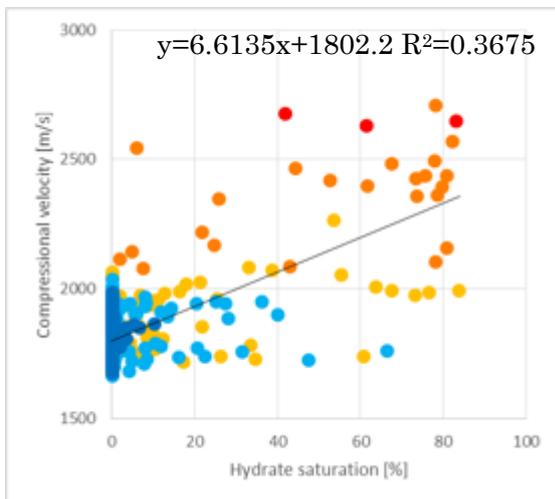
b)



V_s [m/s]

図 4.7.3 PSW-3 飽和率 - 減衰クロスプロット((a)P 波、(b)S 波、速度による分類)

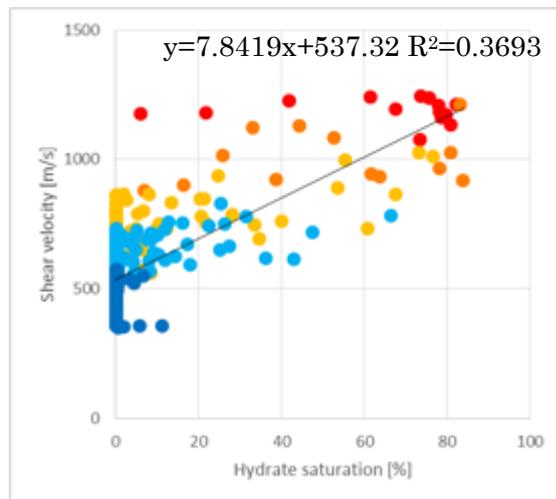
a)



Q_p

- $0.16 < Q_p$
- $0.12 < Q_p < 0.16$
- $0.08 < Q_p < 0.12$
- $0.04 < Q_p < 0.08$
- $Q_p < 0.04$
- $0.7 < Q_s$
- $0.5 < Q_s < 0.7$
- $0.3 < Q_s < 0.5$
- $0.1 < Q_s < 0.3$
- $Q_s < 0.1$

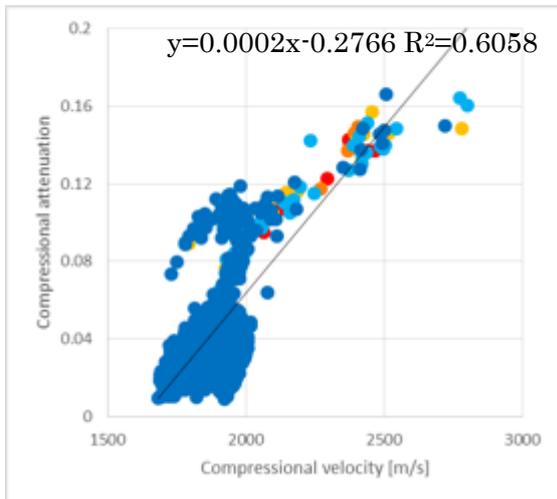
b)



Q_s

図 4.7.4 PSW-3 飽和率 - 速度クロスプロット((a)P 波、(b)S 波、減衰による分類)

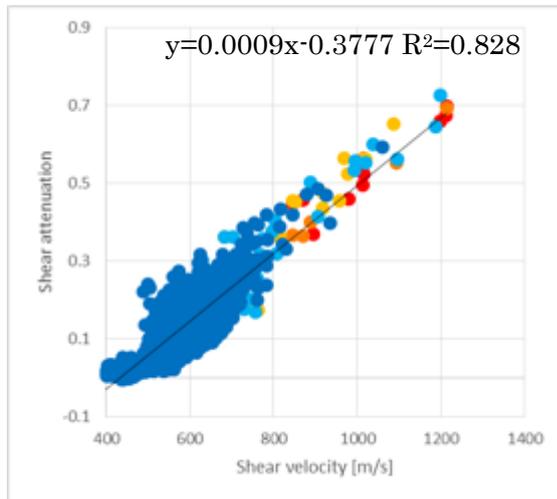
a)



S_H [%]

● $70 < S_H$ ● $50 < S_H < 70$ ● $30 < S_H < 50$
 ● $10 < S_H < 30$ ● $S_H < 10$

b)

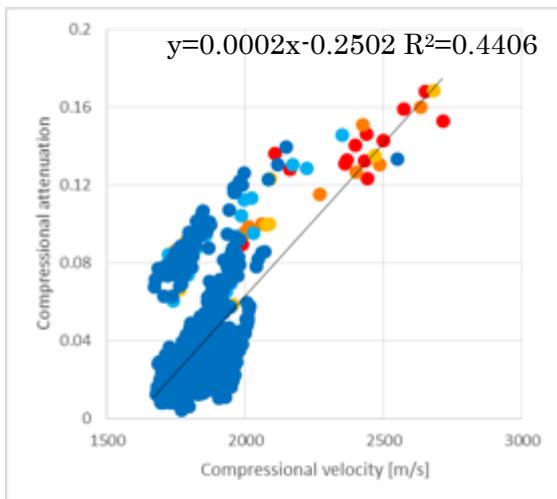


S_H [%]

● $70 < S_H$ ● $50 < S_H < 70$ ● $30 < S_H < 50$
 ● $10 < S_H < 30$ ● $S_H < 10$

図 4.7.5 PSW-1 速度 - 減衰クロスプロット((a)P波、(b)S波、飽和率による分類)

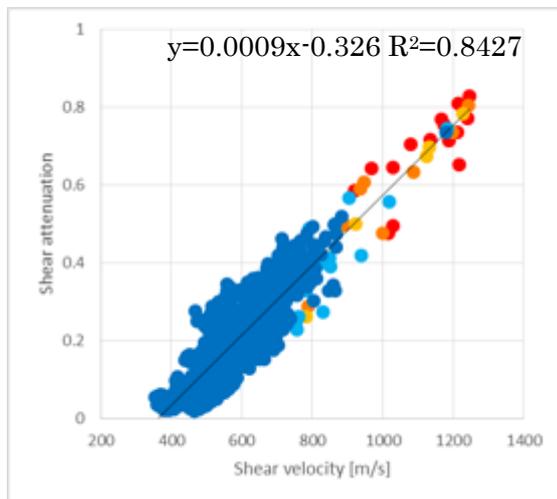
a)



S_H [%]

● $70 < S_H$ ● $50 < S_H < 70$ ● $30 < S_H < 50$
 ● $10 < S_H < 30$ ● $S_H < 10$

b)



S_H [%]

● $70 < S_H$ ● $50 < S_H < 70$ ● $30 < S_H < 50$
 ● $10 < S_H < 30$ ● $S_H < 10$

図 4.7.6 PSW-3 速度 - 減衰クロスプロット((a)P波、(b)S波、飽和率による分類)

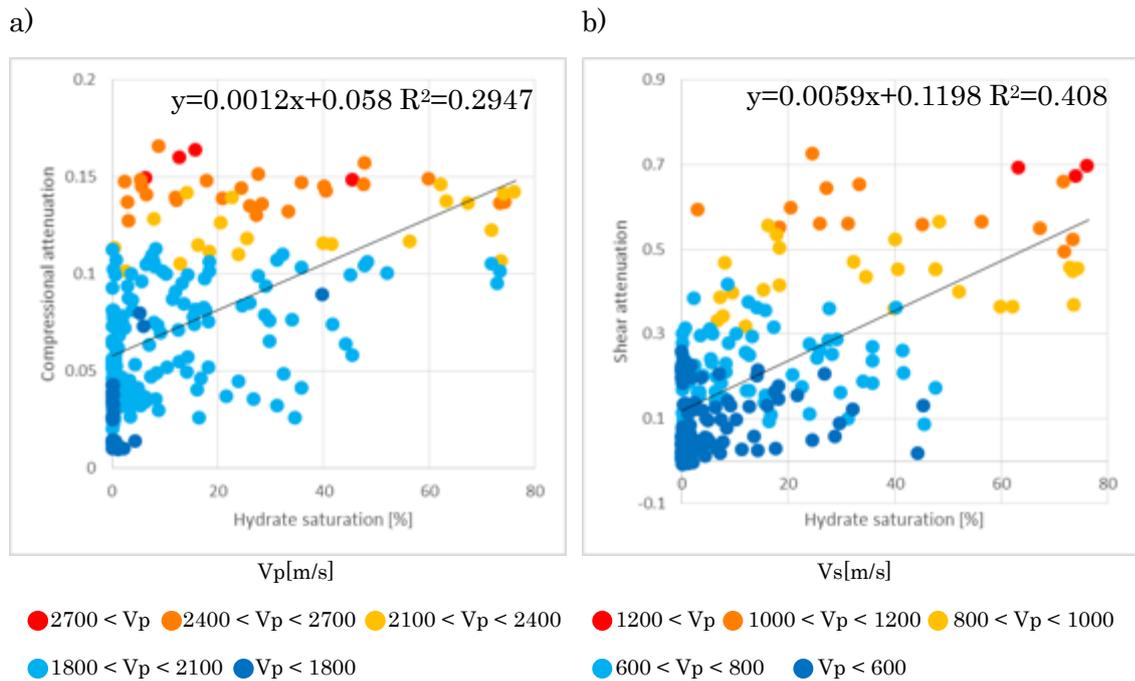


図 4.7.7 PSW-1 飽和率 0%区間を除いた飽和率 - 減衰クロスプロット
((a)P 波、(b)S 波、速度による分類)

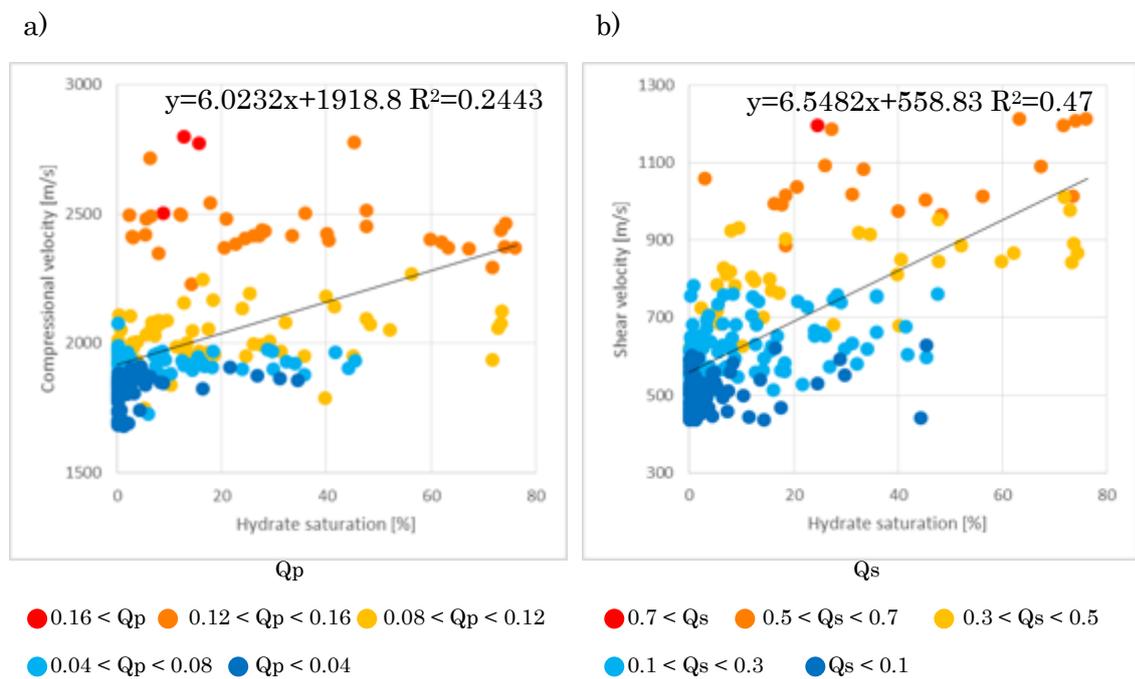
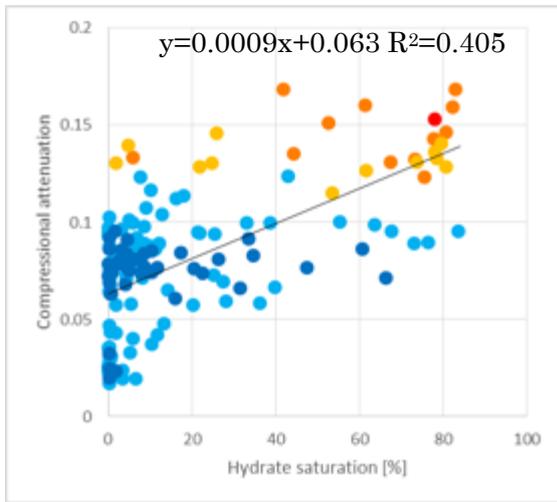


図 4.7.8 PSW-1 飽和率 0%区間を除いた飽和率 - 速度クロスプロット
((a)P 波、(b)S 波、減衰による分類)

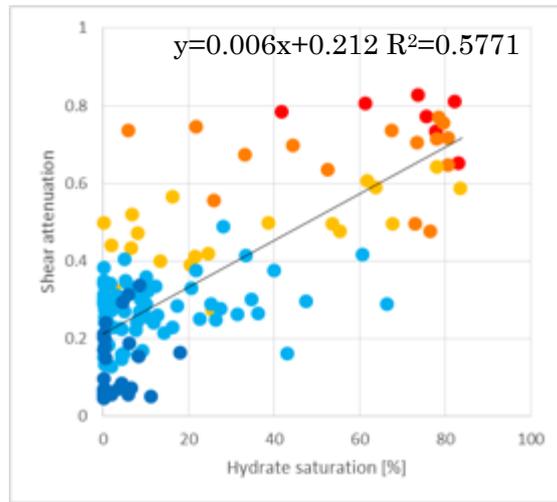
a)



V_p [m/s]

● $2700 < V_p$ ● $2400 < V_p < 2700$ ● $2100 < V_p < 2400$
 ● $1800 < V_p < 2100$ ● $V_p < 1800$

b)

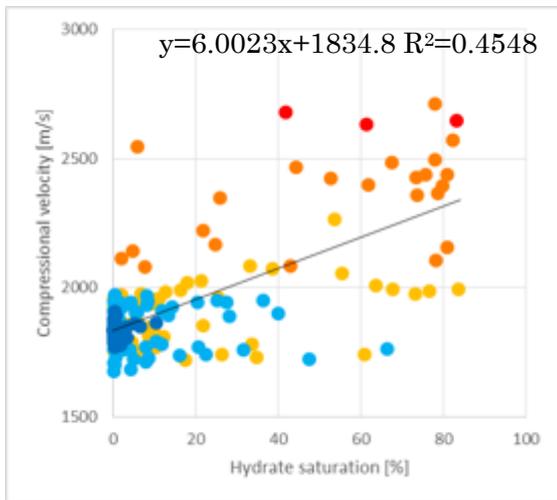


V_s [m/s]

● $1200 < V_p$ ● $1000 < V_p < 1200$ ● $800 < V_p < 1000$
 ● $600 < V_p < 800$ ● $V_p < 600$

図 4.7.9 PSW-3 飽和率 0%区間を除いた飽和率 - 減衰クロスプロット
 ((a)P 波、(b)S 波、速度による分類)

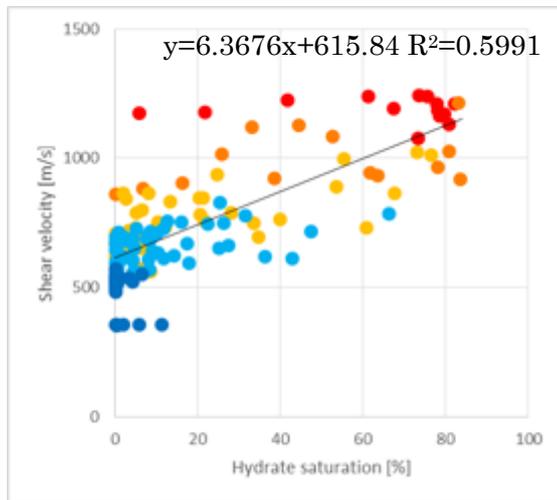
a)



Q_p

● $0.16 < Q_p$ ● $0.12 < Q_p < 0.16$ ● $0.08 < Q_p < 0.12$
 ● $0.04 < Q_p < 0.08$ ● $Q_p < 0.04$

b)

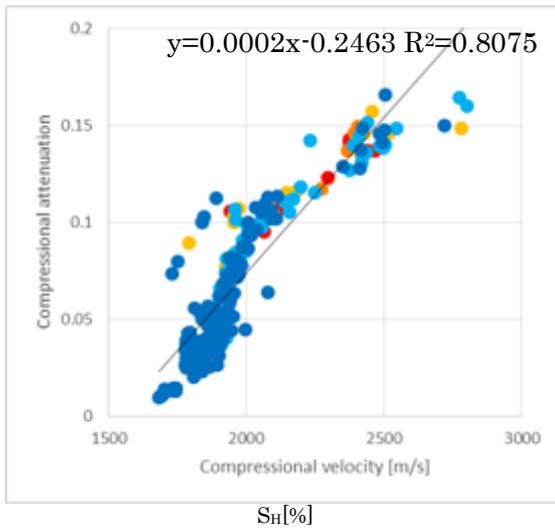


Q_s

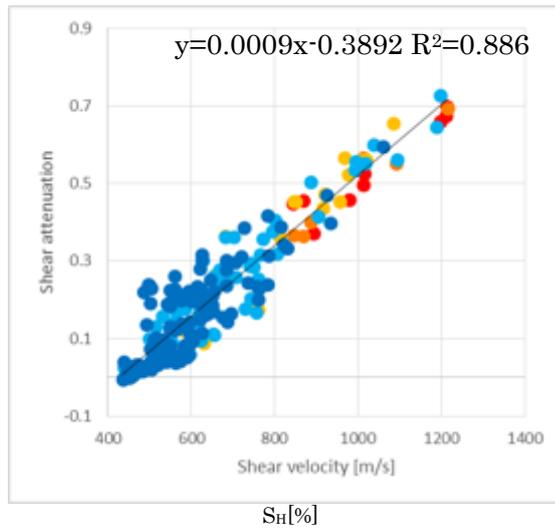
● $0.7 < Q_s$ ● $0.5 < Q_s < 0.7$ ● $0.3 < Q_s < 0.5$
 ● $0.1 < Q_s < 0.3$ ● $Q_s < 0.1$

図 4.7.10 PSW-3 飽和率 0%区間を除いた飽和率 - 速度クロスプロット
 ((a)P 波、(b)S 波、減衰による分類)

a)



b)

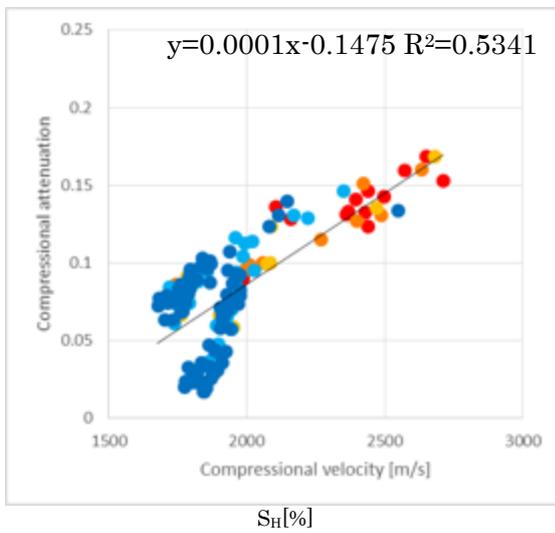


● 70 < S_H ● 50 < S_H < 70 ● 30 < S_H < 50
 ● 10 < S_H < 30 ● S_H < 10

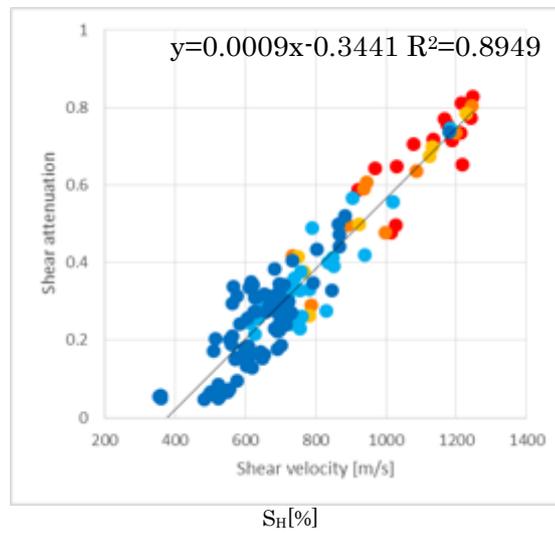
● 70 < S_H ● 50 < S_H < 70 ● 30 < S_H < 50
 ● 10 < S_H < 30 ● S_H < 10

図 4.7.11 PSW-1 飽和率 0%区間を除いた速度 - 減衰クロスプロット
 ((a)P 波、(b)S 波、飽和率による分類)

a)



b)

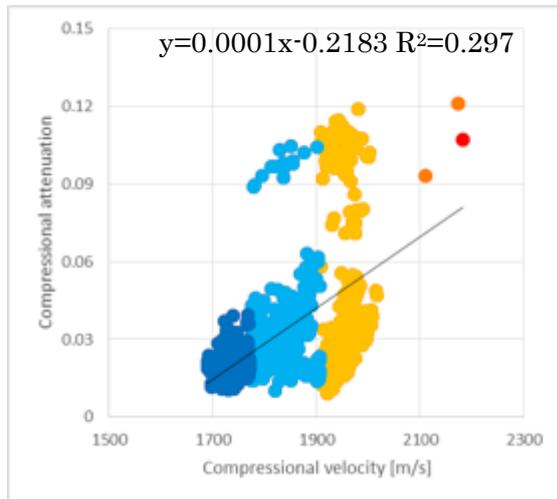


● 70 < S_H ● 50 < S_H < 70 ● 30 < S_H < 50
 ● 10 < S_H < 30 ● S_H < 10

● 70 < S_H ● 50 < S_H < 70 ● 30 < S_H < 50
 ● 10 < S_H < 30 ● S_H < 10

図 4.7.12 PSW-3 飽和率 0%区間を除いた速度 - 減衰クロスプロット
 ((a)P 波、(b)S 波、飽和率による分類)

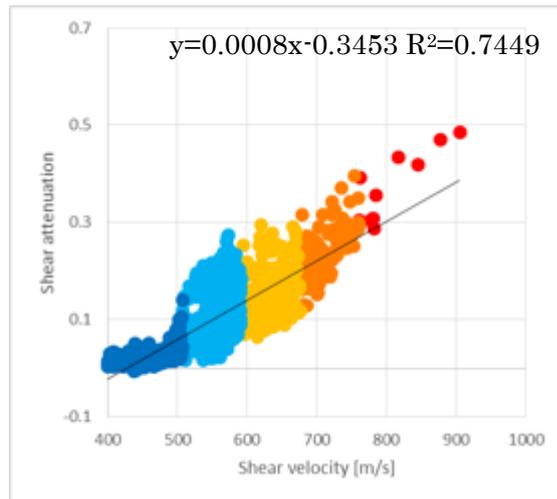
a)



Stddev

- 0.04 < Stddev ● 0.0375 < Stddev < 0.04
- 0.035 < Stddev < 0.0375
- 0.0325 < Stddev < 0.035 ● Stddev < 0.0325

b)

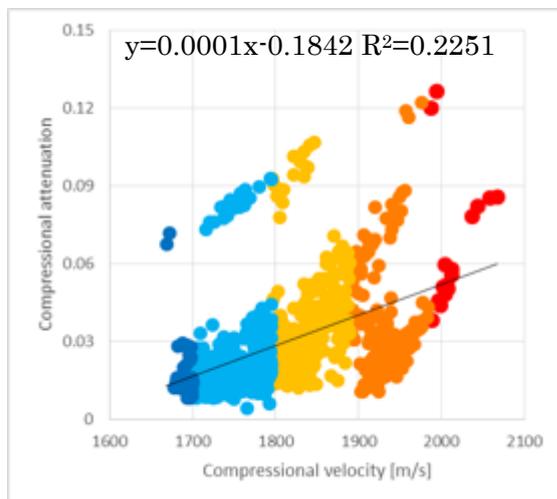


Stddev

- 0.225 < Stddev ● 0.2 < Stddev < 0.225
- 0.175 < Stddev < 0.2
- 0.15 < Stddev < 0.175 ● Stddev < 0.15

図 4.7.13 PSW-1 飽和率 0%区間における速度 - 減衰クロスプロット
((a)P 波、(b)S 波、標準偏差による分類)

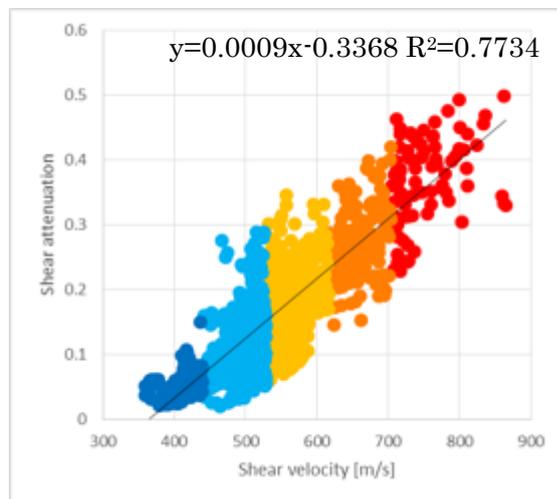
a)



Stddev

- 0.042 < Stddev ● 0.04 < Stddev < 0.042
- 0.038 < Stddev < 0.04
- 0.036 < Stddev < 0.038 ● Stddev < 0.036

b)



Stddev

- 0.24 < Stddev ● 0.21 < Stddev < 0.24
- 0.18 < Stddev < 0.21
- 0.15 < Stddev < 0.18 ● Stddev < 0.15

図 4.7.14 PSW-3 飽和率 0%区間における速度 - 減衰クロスプロット
((a)P 波、(b)S 波、標準偏差による分類)

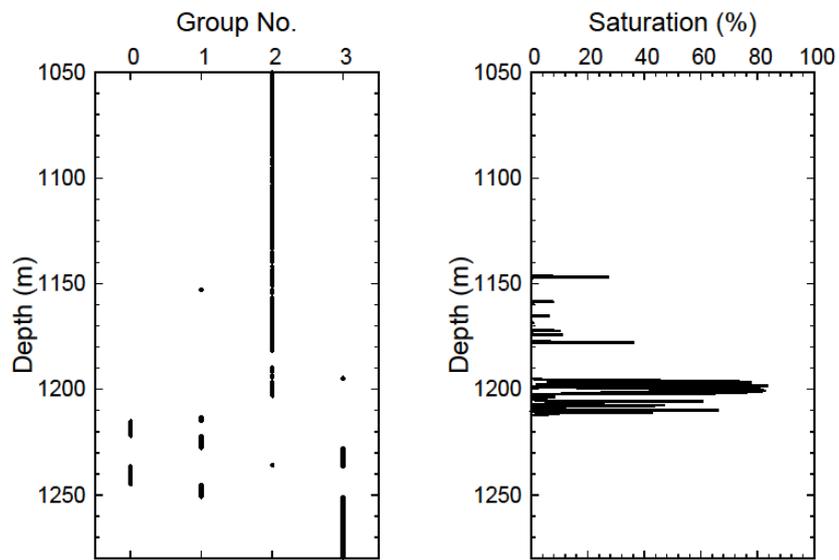
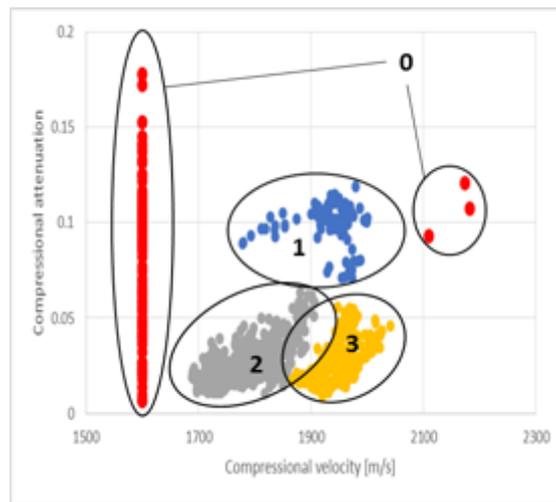


図 4.7.15 PSW-1 P 波 ハイドレート飽和率 0%区間の分類

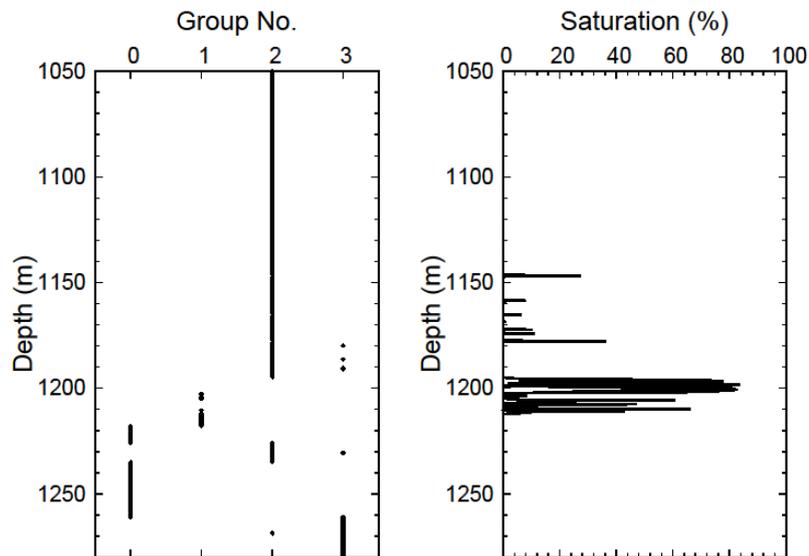
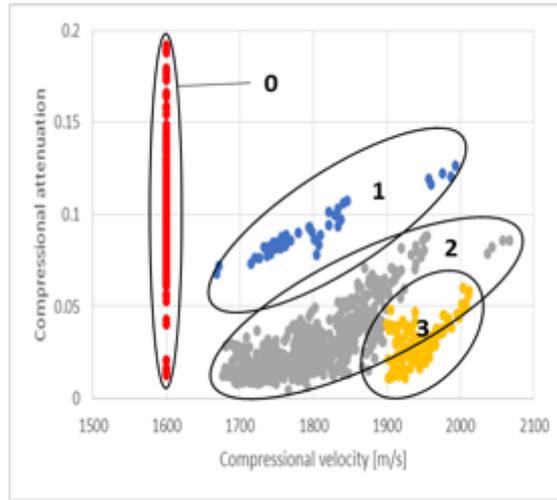


図 4.7.16 PSW-3 P 波 ハイドレート飽和率 0%区間の分類

4.8 不均質性の減衰への影響

Wu and Aki(1988)は波数 k と不均質性の特徴的な大きさ a の積 ka による散乱減衰の分類を提唱している。

波数 k は波長 λ を用いて

$$k = 2\pi/\lambda \quad (55)$$

で定義される。

a は次の式

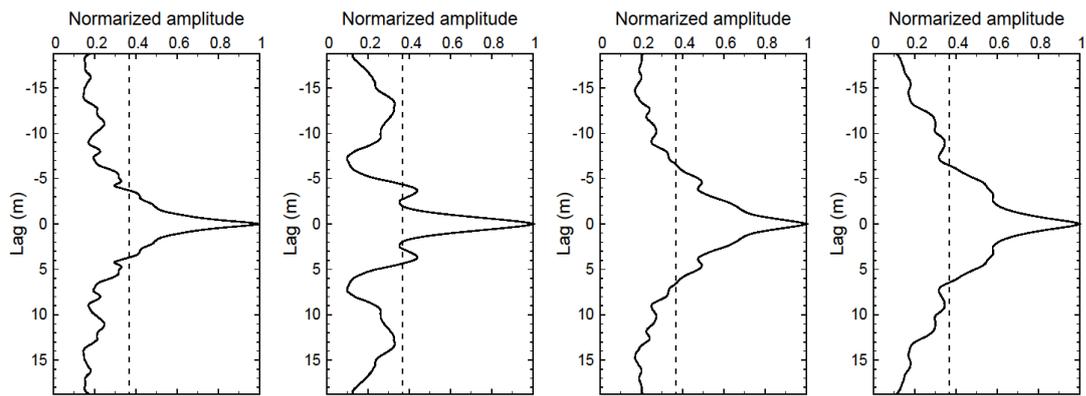
$$ACF(\tau) = \sum_{t=0}^N s(t)s(t-\tau) \quad (56)$$

より波の自己相関を求め、その値が $1/e$ (e はネイピア数) となる点までの距離とされる。

Wu and Aki(1988)では ka の値により、 $ka < 0.01$ 、 $0.01 < ka < 0.1$ 、 $0.1 < ka < 10$ 、 $10 < ka$ の 4 種に分類している。

- (1) $ka < 0.01$ の場合：準均質媒体(quasi-homogeneous regime)となる。波長が不均質性のサイズに比べ十分大きい場合である。この場合は不均質性を無視し、等価均質媒体として扱える。
- (2) $0.01 < ka < 0.1$ の場合：レイリー散乱過程(Rayleigh scattering regime)となる。散乱効果をボルン近似(1次散乱過程)として扱える。散乱強度が波長の 4 乗に反比例し、前方と後方の散乱強度が同程度になる(等方散乱)。
- (3) $0.1 < ka < 10$ の場合：ミー散乱過程(Mie scattering regime)となる。不均質性のサイズと波長が同程度な場合、散乱効果が最も重要となる。 ka が大きくなるにつれ、散乱は前方への指向性が強くなっていく。
- (4) $10 < ka$ の場合：前方散乱過程(forward scattering regime)となる。波長に比べて不均質性のサイズが十分大きい場合、前方散乱が卓越し、後方や側方への散乱は無視できる程度弱くなる。このように散乱の方向が小角度に収まる場合、散乱減衰の問題は屈折や干渉の問題へと転じ波線理論を適用可能になる。

従って、この分類によると散乱減衰が最も重要になるのは波長と不均質性のサイズが同程度な(3)のケースになり、散乱減衰を見積もることができるためにはデータがその条件を満たしていなければならない。この分類を本論文で用いたデータに適用すると、 λ は PSW-1 の Monopole では 0.08~0.27、PSW-3 の Monopole では 0.08~0.28、PSW-1 の Dipole では 0.40~2.43、PSW-3 の Dipole では 0.36~2.49 の範囲であり、従って k は PSW-1 の Monopole で 23.3~78.5、PSW-3 の Monopole で 22.4~78.5、PSW-1 の Dipole で 2.59~15.7、PSW-3 の Dipole で 2.52~17.5 となる。次に a の計算にあたり、PSW-1、PSW-3 の P 波および S 波速度を用いて自己相関を計算した(図 4.8.1)。図 4.8.1 において、破線が $1/e$ を表しており、自己相関との交点の Lag が a となる。P 波では a は約 4m、S 波では約 7m となる。これから ka を計算すると、PSW-1 Monopole では 93.2~314、PSW-3 Monopole では 89.6~314、PSW-1 Dipole では 18.1~109.9、PSW-3 Dipole では 17.6~122.5 となる。これを先述の分類に当てはめると(4)の前方散乱過程となる。この場合、不均質媒体は区分された均質媒体のようにふるまい、散乱減衰の問題は屈折や干渉の問題へと転じる。しかし、ここで注意しなければならない点は、速度検層ログの深度方向の空間サンプリングが 0.15 m であるため、サンプリング定理により本来存在する 0.3 m 以下規模の不均質性を評価できていないということである。



a) PSW-1 Monopole b) PSW-3 Monopole c) PSW-1 Dipole d) PSW-3 Dipole

図 4.8.1 速度検層ログの自己相関関数

5 議論・考察

5.1 提案手法の有効性と限界

本論文では、MFS を改良し MFS-3、MFS-4、MFS-5 を提案した。3、4 章での検証結果により改良手法の安定性、特に MFS-5 の安定性が示されたと考えられる。

モデル波形を用いた性能評価から、SR や CFS はノイズの影響を非常に受けやすい手法であることが示された。実データの場合も同様に、使用したデータは詳細なノイズ処理を施していない点はあるものの、減衰が正しく計算できたとは考えにくい。RMS エラーも 500% 超の値を示すなど、結果と実際の値との誤差は非常に大きいものとなった。実データは必ずノイズを含んでいることが一般的であるため、SR や CFS を用いて減衰を求めることは適切ではないといえる。シグナルとノイズを完全に分離することができるならば減衰を適切に求められるが、音波検層に含まれるノイズは複雑な坑井内環境や検層機器を複雑に伝播する波動場が混入していることが多いため、完全なノイズ抑制は現実的には不可能であり、MFS によって減衰を算出するほうが安定的な解を得られるだろう。MFS の場合、SR や CFS に比べノイズのある環境下でもかなり安定した解が得られた。これは、計算結果が悪いものも良いものも全て足し合わせて平均する過程で、質の悪い結果が最終的な解に与える影響が小さくなったことに起因すると思われる。

MFS-1 は Reference depth と Reference value の任意性があり、選択する値に計算結果が大きく影響を受けた。そのため、Reference depth と Reference value を適切に設定しなければ良い結果は得られないという問題があった。また、標準偏差も求められなかったが、全ての深度を Reference depth とする MFS-3 の手法では比較的安定的な値が得られた。しかし、Reference value の任意性の問題は依然として残っている。Reference depth は有限であり、全ての深度を設定して計算を繰り返し平均することで任意性をなくすことができる。一方で Reference value はどのような値でも設定可能であり、理論的には無限のパターンがある数である。従って、どのような値を設定したとしても任意性を完全には排除しきれない。そのため、MFS-3 の結果は比較的安定していたが、Reference 決定の際の任意性を完全になくすという目的は達成できていない。

MFS-2 は非常に安定的な計算手法であり、Reference value や Reference depth を設定する必要がないため、計算者の任意性が入る問題もない。しかし、標準偏差は求められないため、結果が安定的かどうかを判断する方法がなかった。モデル波形の場合は設定した値がわかっているため性能評価できたが、実データの場合には判断不能だった。MFS-4、MFS-5 はその点に対応するために本研究で提案した手法であり、今回の研究では結果的に解は MFS-2 とほぼ同様であったが、標準偏差を算出可能であるという点でより改善された手法であると考えられる。

5.2 受振器間隔ならびに受振器数が減衰結果に及ぼす影響

MFS-2、MFS-5 を除く他の 5 手法では、計算に使用する受振器の組み合わせを選択しなければならない。MFS-4 においては使用する受振器の数に関して最適化する余地がある。

まず受振器間隔に関して、3、4 章では最も近い受振器 1、2 のペアを用いて得た減衰ログを載せた。しかし、この結果はモデル波形でのテスト及び全パターン（本文には未掲載）のログからもわかるように、安定的な結果でないことが示唆される。Spencer et al. (1982)はこのことに関し、

SR では受振器間隔が短い場合、受振器間の減衰よりも周囲の層序による影響を強く受けるとして
いる。このことは CFS、MFS 各手法にも当てはまると考えられる。全体的な誤差の程度と考え
られる RMS error を見てみると、受振器間隔を広くしていった場合、一般的に解が安定していく
傾向にあるといえる。MFS では受振器毎の値の違いから最小二乗法により直線を求め、その傾き
や切片を用いて解を求めるため、受振器間隔が狭い場合には直線が変動しやすく、結果的に解も
不安定なものになるのだと考えられる。とはいえモデル波形での結果からも見て取れるように、
手法により、また深度毎に最も優れた結果となる受振器の組み合わせは異なり、必ずしも最長間
隔が最良の結果とはなっていない。

一方、MFS-4 において受振器数を増やした場合、解に与える影響はあまりなく、最大受振器間
隔の組み合わせの結果とほぼ同一となった。これも同様に、受振点を多く、また、受振器間隔の
広い点を含んだほうが安定して最小二乗法により直線を求められるためと考えられる。では、受
振器は間隔が最長となる組み合わせの二つを使えばよく、全受振器の値を使う必要はないのだろ
うか。そもそも、受振器の組み合わせを変えることによって解が変動するのは、ノイズなどの影
響により各受振器で得られるデータの質が異なっていることが原因である。全ての受振器で同程
度の質のデータが得られたのなら、データは受振器間隔に比例して一直線上に並び、どの受振器
を組み合わせても最小二乗法により求められる直線は同一のものとなると考えられる。今回
は確認できなかったが、仮に受振器 8 で得られたデータの質が悪かった場合、受振器 1 と 8 の
データのみから Reference value を求めた場合、最終的な減衰ログは質の悪いものとなること
が予想される。また、深度によりデータの質が悪い受振器も異なるだろう。全受振器を用いて計
算することで、ある受振器で得られたデータの質が悪かった場合の影響を少なくすることができ
ると考えられる。そのため、本研究で提案した MFS-5 はノイズのある場合において、他の手法より
安定的な解を得られる手法だと考えている。

Matsushima et al. (2018)では地震波干渉法により受振点を発震点とし、データ取得間隔を細か
くすることを試みている。その場合、深度分解能が向上することにより細かい地層の変化も確認
できるが、ノイズにも敏感になり解の安定性は下がるため、深度分解能と安定性はある種トレ
ードオフの関係になる。その場合、例えば最も近い受振器のデータは計算に含まないなど、両者
のバランスを取っていくことも考える必要があるだろうと述べられている。今回はモデルでの結
果なども参考に最も近い受振器 1 も含めたが、データの質や受振器への距離などは実データを扱
う際には考慮すべきものであるだろう。

5.3 散乱現象・震源カップリング・幾何発散の影響

今回計算した減衰の値は、Guerin and Goldberg (2002)で計算されているカナダの Mallik
2L-38 における値よりも全体的に高減衰を示している。その一つの理由としては散乱減衰による
影響が考えられる。ハイドレート層が 50m~250m にもなるカナダの Mallik (Guerin and
Goldberg, 2002)などとは大きく条件が異なり、対象とした南海トラフのハイドレート層は Tsuji,
et al.(2004)に記述されているように、層厚 1m 未満の薄い層が砂泥互層に細かく入り込んでいる
ものであり、ハイドレート層全体としても 14m 程度のものである。

Mallik 2L-38 では波長は P 波、S 波ともに 1m 未満であり、不均質性のサイズは 10m 程度と見積もられている(Huang et al., 2009)。Wu and Aki (1998)による散乱現象の分類によれば、 ka の値は 60 超となり、前方散乱過程となる。前方散乱が卓越する場合は、散乱減衰の問題は散乱よりもむしろ屈折などの問題に転じると解釈される。南海トラフのケースでも分類では前方散乱過程となるが、今回用いたデータでは、音波検層データは坑井に沿って 0.15m 間隔で取得されているので、ナイキストのサンプリング定理に従うと 0.3m 以下のサイズの不均質性は正しく見積もれない。従って、本論文で用いた音波検層のログでは散乱減衰を正しく見積もることはできず、不均質性のサイズを過剰に見積もっている可能性がある。今回の周波数範囲と音波速度の場合、最も散乱の影響が大きくなるミー散乱過程($0.1 < ka < 10$)の不均質性のサイズを適切に見積もるには、P 波では 0.65mm、S 波では 2.85mm の間隔でデータを獲得する必要がある。

Lee(2006), Lee and Waite (2007)によると、振幅の減少には震源カップリング効果によるものも含まれているとのことである。Mallik 5L-38 の音波波形を用いて解析を行い、震源カップリング効果による振幅の減少は無視できないものであるということを示している。彼らは音響源がエネルギーを媒体に伝達させる効率は、震源と媒体の境界間の弾性パラメータに大きく依存していると指摘し、音波検層ログの振幅を半定量的に解析するため、Lee and Balch (1982)と Lee (1986)より、低周波数、遠地近似を仮定して放射パターンを計算している。彼らの解析結果では、Mallik 5L-38 のハイドレート層における振幅ロスのうち半分以上は震源カップリング効果によるものとしている。坑井内環境の物理特性を検証するには速度や減衰を変えて合成波形を作成することが有用であり、Guerin and Goldberg (2002)では坑井が無限弾性媒質中の流体で満たされた無限に続く円柱であると仮定し、Tsang and Rader (1997)、Cheng and Toksöz (1981)、Kurkjian and Chang (1986)で示されたモデリング技術を使っている。震源カップリング効果の算出にはこのようなモデリング技術が必要であり、散乱減衰による影響を検証する際にも重要な要素だと考えられる。

また、Matsushima et al. (2016)では、ゼロオフセット VSP のデータを用いて地震波干渉法を用いて、SR と MFS-5 により減衰を算出している。ミー散乱過程は周波数成分に対する変化が大きくなる一方、前方散乱過程は周波数成分の変化なく振幅が大きく変化するを意味する。従って散乱過程をその二つのみ考慮した場合、SR ではミー散乱過程による減衰は計算可能だが前方散乱過程に関しては計算できない、一方 MFS はどちらも計算可能であると計算結果から指摘している。また、Sun et al. (2000)では幾何発散を、合成波形を作成して計算に加えることで考慮しているが、本論文では計算していない。Liang et al. (2017)は MFS による計算では幾何発散が過大に見積もられ、補償する必要があると述べている。実際にどれほどの影響があるか、合成波形を利用した散乱減衰や幾何発散の見積もりは今後の課題として考える必要があるだろう。

5.4 速度と減衰の比較

速度、減衰のどちらも地震波が P 波の場合と S 波の場合で性質が異なるため、それぞれの場合について議論をしていくこととする。

まず P 波の場合について考える。先述のように P 波は媒質にガスなどがあると大きく伝播速度

に影響する性質があり、一般に気体<液体<固体の順に速度は大きくなる。ハイドレートが存在する場合は媒質中に占める固体の割合が増えるため、高速度になっていると考えられる。逆に、気体でガス層がある場合は散乱し、今回使用したデータのように記録が不明瞭になってしまう。従って、ハイドレート層下部のフリーガス層のデータはP波速度では適切に取得できないと考えられる。

P波減衰の場合は、今回の計算結果から判断するとガス層であっても記録からある程度計算可能ではないだろうか。計算した減衰ログでは速度が測定できなかったガス層においても減衰を求めることができた。結果を信頼するにはもう少しモデル波形などでテストが必要だと思われるが、MFSが比較的S/N比の悪い区間でも有効であったため、ある種の解の安定性を示しているのではないだろうか。

P波減衰がハイドレート層で大きくなることに関しては、先述したSquirt flowの影響により、内部減衰が大きくなったことで高減衰を示したと考えられる。砂粒子・ハイドレート間に存在する砂粒子の吸着水の流れが波の伝播により誘引されることに伴う、固体と流体間の摩擦により弾性波エネルギーが熱エネルギーに変換されることで、ハイドレート層では内部減衰が大きくなるというメカニズムが観察されている(Sell et al., 2018)。しかし、それだけではハイドレート層の顕著な高減衰の説明には不十分であると考えられる。Marin-Moreno et al. (2017)はその不足に相当するものとして、ハイドレートの内部にも孔隙と液体が存在し、従って同様によりマイクロのスケールでもSquirt flowによる摩擦が発生し、減衰しているというモデルを提唱している。

S波の場合、孔隙に含まれる液体や気体の影響を受けることは極めて少ないため、今回の記録でもフリーガス層においてS波の波形が乱れるということはなかった。Winkler et al. (1979)は、歪みが 10^{-6} より小さい場合は固体間における摩擦による地震波減衰は無視できると指摘している。通常地震探査においては、歪みは 10^{-6} より小さいため砂粒子とハイドレート間における摩擦による減衰は無視できる。また、S波の場合、Squirt flowは発生しないためこの効果も無視できる。S波減衰の要因として考えられるものとして、Guerin and Goldberg (2005)では固体同士の弾性定数のコントラストに伴う摩擦による減衰メカニズムを提唱している。すなわち、砂粒子はハイドレート粒子よりも固いため、砂粒子・ハイドレートの2種類の固体が応力を受ける際に、より柔らかいハイドレートが大きく変形することとなり、2種類の固体間で相対変位が生じ、その摩擦が減衰の要因となるというものである。

ハイドレート結晶が孔隙を充填して存在する場合(いわゆる孔隙充填型)、ハイドレートがどのような形態で孔隙を充填するか(孔隙内を浮遊して存在するのか、砂粒子に付着するのか、それとも砂粒子同士をセメンチングするのか)によって、ハイドレートを含む地層のP波ならびにS波速度特性が異なってくる。とりわけ、砂粒子に付着する形態の場合は、マトリックス部分の弾性率を向上する作用がある。この場合、数%のハイドレート濃集率でも、ハイドレート層の弾性波速度は飛躍的に大きくなることが知られている。その意味で、速度情報からハイドレート飽和率を推定することには不確実性が存在する。Zhan and Matsushima (2018)はハイドレート層における弾性波減衰も、ハイドレートの孔隙内形態に依存することを指摘している。地震波速度については歴史的に見ても室内実験ならびに岩石物理学的検討が詳細に実施されてきており、また速度解析

技術も高度に確立しているが、減衰メカニズムに関する研究は進展途上にあり、観測・解析された地震波減衰のメカニズムについては不明瞭な場合や議論の余地がある場合が多いため、今後一層の研究が必要であるだろう。

5.5 周波数依存性

今回の研究では、P波で10kHz~20kHz、S波で500Hz~1000Hzの周波数範囲で減衰を求めた。結果として、ハイドレート層において高減衰が示された。一方、Matsushima(2006)、Matsushima(2007)ではオフセットVSPデータを用いて30Hz~110Hzの範囲でPSW-1における減衰をSR、CFSにより求めているが、ハイドレート層において顕著な高減衰は求められなかった。この結果と今回の結果により、減衰は周波数に依存するという間接的に示している可能性がある。

VSPの周波数範囲で高減衰が確認されなかった理由として考えられるものの一つは、ハイドレート層の薄さである。先述のように、南海トラフのハイドレート層はMallik 2L-38などと異なり薄い層が互層に入り込んでおり、合計した層厚も薄い。そのため、音波検層よりも長波長のVSPで得られた地震波にはハイドレート層による減衰への影響が確認できなかったということも考えられるだろう。

また、もう一つ考えられる理由としては、Chand and Minshull (2004)が提唱したハイドレート層自体の減衰現象の周波数依存性である。これによると、音波検層の周波数領域においてはハイドレート、固体粒子、間隙水の多孔質媒体間の相互作用が音波検層の波形に影響し、ハイドレート層で流量が増加、結果的に減衰も増えるとしている。しかし、低周波域ではこの相互作用は無視しうるものとなるため、VSPの範囲では減衰に影響を及ぼさなかったというものである。

Patton (1998)は、狭い周波数帯域では減衰は周波数に依存しない点を指摘している。一方、Adam et al. (2009)による実験では炭酸塩岩における減衰の周波数依存性が示されている。一般に取得されるデータは内部減衰だけでなく散乱減衰も含むことから、Vlastos et al. (2007)はフラクチャーなどに起因する散乱減衰は周波数に大きく依存すると指摘している。実際の減衰が周波数に依存すると考えられる場合、今回のように周波数に依存しないとして算出した値は修正が必要となるだろう。一方で、Adam et al. (2009)は10Hz~100Hzのような地震探査で広く用いられる周波数の範囲では減衰は一定であったとも指摘しており、またVlastos et al. (2007)は、散乱減衰がどの程度周波数に依存するかはフラクチャーの密度や形状などといった、散乱減衰の要因となる要素により複雑に影響を受けると言及している。

Zhan and Matsushima (2018)では、本研究と同様に南海トラフ海域のメタンハイドレート賦存域、PSW-1における音波検層とVSPの波形データを用いて減衰を算出し、異なる周波数帯域における減衰の周波数依存性に関して検証し、複数の岩石物理学モデルから、P波音波検層ではSquirt flow、ハイドレート粒子間及び砂粒子間の孔隙におけるBiot-Squirt flowが減衰メカニズムとして支配的であることを示している。また、ハイドレート結晶内のミクروسケール孔隙のアスペクト比及びハイドレート飽和率が周波数依存性に大きく影響するとしている。

後者の飽和率に関して、Zhan and Matsushima (2018)では、粒子間の浸透率が大きい場合、比

較的低周波で減衰が大きくなることを示している。砂粒子間の浸透率はハイドレート粒子間の浸透率より大きいと考えられ、また、泥層などを考慮しないハイドレートと砂の二層モデルではハイドレート飽和率は砂粒子の占める割合と同義と考えられる。その場合、砂粒子間とハイドレート粒子間の浸透率の差、ハイドレート飽和率によるそれぞれの占める割合などが、周波数による減衰の変化の要因となるというものである。

周波数依存性の問題は扱うデータにより細かく分類していく必要があるだろう。扱うデータの周波数帯を考え、比較的低周波の場合には、砂粒子間に起因する減衰が大きい値を占めることが考えられ、その場合内部減衰とその他散乱減衰などをより正確に分離する手法を考えることも、本問題に対する有用なアプローチになると考えられる。より多層モデルや広範囲の周波数帯などで検証を行い、データを増やしていくことで減衰の周波数依存性、ある周波数における減衰の支配要因などを分類することは、今後減衰を実践的に取り扱っていく上で必要であるだろう。

5.6 ハイドレート生産井決定における減衰情報の貢献可能性

ハイドレート探査の最終的な目的は、エネルギー資源としてのハイドレートを、採算が見込める方法で採取することになるだろう。従って、三次元的に資源量を見積もることばかりではなく適切な生産箇所の特定を行うことが必要になってくる。その目的において本研究で取り上げた減衰、また検層データは将来的にどのような意味を持つだろうか。

検層データに関して、その解析は二次元、三次元で取得したデータの解析において参照点となりうる。ハイドレートを生産するには掘削しなければならないが、そのためには広範囲で取得されたデータを解析し、地下構造を推定できなければならない。そのようなことを考えると、坑井で得られた情報を参照点としてその情報を空間的に拡張する必要があり、坑井位置において確かな指標として用いることができる減衰情報が一つ増えることは大きな寄与となると考えられる。速度と同様にハイドレート層で特徴的な値をとり、更に速度が上手く取得できないガス層でも本研究ではある程度安定的に減衰値を計算できた減衰は、ある地点を基準として、特徴的な差異からハイドレート賦存域を探索するための一つの特性として考えることができるだろう。ハイドレート層には付近にガス層が存在するケースが多いため、手法が確立されれば最終的な目標である三次元的な地下構造の把握においても十分に役割を果たすことができると考える。

また、実際に生産するという考えた場合、目的とするハイドレート層の飽和率ばかりではなく浸透率の情報も重要な問題であると考えられる。当然飽和率が低すぎれば採算性などから採取候補となりえないが、しかし飽和率が高くて浸透率が低い場合も生産は難しいだろう。

天満 (2016)、Yamamoto et al.(2019)に述べられているように、ハイドレートの生産においては、固体であるハイドレートを分解してガスとして生産する手法が試みられている。図 1.2.1.1 のハイドレート安定条件を崩し、ガスと水に分離、ガスを採取するというプロセスであり、圧力を下げる(減圧)あるいは温度を上げ(加熱)、分解条件に変える。あるいは阻害剤を添加して平衡曲線をずらし、圧力・温度条件を安定領域から分解領域へ変える手法が考えられる。ハイドレートの存在領域を考えると、減圧法あるいは加熱法が有力な手法であり、さらに加熱法は必要とされるエネルギー量が大きいことから、減圧法が最有力であると考えられる。

減圧法はハイドレートの存在する地帯で生産井を掘削、穿孔などにより生産井からハイドレート層を通じさせる。そして生産井の水をくみ上げることで圧力を下げ、ハイドレートを水とガスに分離するという手法である。ハイドレート層の圧力を下げるためにはハイドレート層までこの減圧が浸透しなければならない。そのことを考慮すると飽和率が高すぎる場合には浸透できず、ガスと水への分離が難しいと考えられる。そのため、ハイドレート層の浸透率を計算するということが重要になる可能性がある。上述したハイドレート層における減衰メカニズムを考慮すると、弾性波減衰は浸透率と密接に関連している。Zhan and Matsushima (2018)が述べるように、浸透率が高減衰を示す周波数帯域に影響するならば、様々な周波数帯域で減衰を求めることである地層の浸透率も算出できるのではないだろうか。Zhan and Matsushima (2018)では泥層やガスが地層の孔隙に入った際の影響などは考慮していないため、今後の課題としてそれらの影響に関する研究は必要となるだろう。しかし減衰から浸透率を計算できれば、速度、減衰により算出した飽和率に加えることで実際にハイドレート層からガスを生産する際に大きく貢献できるだろうと考える。

6 結論

本論文では、音波検層波形データを用いて地層の減衰特性を評価する解析手法において、既存手法である MFS 法を改良することにより性能向上を図り、さらに減衰解析結果の不確実性を定量的に評価する手法を提案した。減衰解析において広く使用される SR 法や CFS 法と比較した場合の MFS 法の利点は、Mean-median 法に基づいて S/N 比を向上できる点である。しかし、その一方で MFS 法の欠点として、基準となる減衰値を任意の深度で設定する必要があり、波形データの S/N 比が低い状況では解析結果が基準値の選定に依存してしまう任意性が存在していた。本論文ではまずこの点を解決する手法を考案した。この際、減衰解析に使用する受振器の組み合わせを最適化することにより、安定性を精密に制御できることも示した。さらには、従来の減衰解析手法においては、不確実性の評価がなされてこなかったが、本論文では減衰解析結果に対して定量的に不確実性を評価する手法を提案した。数値シミュレーションデータを用いて、既存手法である SR 法、CFS 法、MFS 法と比較し、解析の安定性において提案手法が優れていることを示した。なお、今回数値シミュレーションデータを用いた検討では、S/N 比の観点からの安定性を評価したが空間分解能の観点や波動の幾何的拡散現象の不均一性による影響などの観点からの性能評価も行っていく必要がある。

実フィールドデータにおける適用性評価として、東部南海トラフ海域のメタンハイドレート賦存域において取得された音波検層データに対して提案手法を適用した。MFS 法の適用では、基準となる減衰値に依存した任意性のある解析となったが、提案手法の適用ではそのような任意性の無い安定的な解析が行えることを示した。また、減衰解析結果の不確実性の評価においては、減衰が高い箇所では不確実性が大きくなっており、これは高減衰箇所では波形データの S/N 比が低くなっていることにより解析精度が低下している点を示唆した。また、メタンハイドレート層においては弾性波の高速かつ高減衰が従来研究により指摘されていたが、本論文においてもそのような特異な現象が確認された。さらには、ガスの存在に影響を受ける P 波減衰結果に比べて S 波減衰結果の方がメタンハイドレート飽和率との相関が良い点も既存研究と調和的であった。ただし、今回算定した減衰値は既存研究の結果や他地域での結果に比べやや大きい値となっており、その要因として散乱減衰、近接場効果、震源カップリングなどの影響が考えられる。特に、散乱減衰の影響については、音波検層データ取得時の空間サンプリングが波長との比較において粗い空間サンプリングとなっているために既存手法により散乱減衰効果が除去できない点を指摘した。音波検層データ取得の仕様として、より密な空間サンプリングが実施されればこの点は解決できるであろう。

今後は、本提案手法を VSP データや反射法地震探査データなどに応用して、より広周波数帯域を対象とした減衰解析手法を開発していくことで減衰特性を制御するメカニズムを解明し、地層の物性評価解析手法として確立していくことが展望として考えられる。

参考文献

- 物理探査学会, 1998, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会
- 物理探査学会, 2016, 物理探査ハンドブック 増補改訂版, 物理探査学会
- 安芸 敬一, P.G.リチャーズ, 2004, 地震学 定量的アプローチ, 古今書院
- 天満 則夫, 2016, メタンハイドレート層からのガス生産手法の研究開発の現状について, マリンエンジニアリング, **51**, 97-101, doi:10.3720/japt.75.42.
- 林 雅雄, 稲盛 隆穂, 佐伯 龍男, 野口 聡, 2010, 日本周辺海域におけるメタンハイドレートに起因する BSR の分布, 石油技術協会誌, **75**, 42-53, doi:10.3720/japt.75.42.
- Adam, L., M. Batzle, K. Lewallen, and K. van Wijk, 2009, Seismic wave attenuation in carbonates, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **114**, B06208, doi:10.1029/2008JB005890.
- Aki, K. and Richards, P.G., 1980, *Quantitative Seismology*, W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Amundsen, L., and Rune, M., 1994, Estimation of phase velocities and Q-factors from zero-offset, vertical seismic profile data, *Geophysics*, **59**, 500-517.
- Anderson, A.L., and Hampton, L.D., 1980a, Acoustics of gas-bearing sediments I. Background, *Journal of the Acoustical Society of America*, **67**, 1865-1889, doi:10.1121/1.384453.
- Anderson, A.L., and Hampton, L.D., 1980b, Acoustics of gas-bearing sediments II. Measurements and models, *Journal of the Acoustical Society of America*, **67**, 1890-1903, doi:10.1121/1.384454.
- Badri, M., and Moony, H. M., 1987, Q measurements from compressional seismic waves in unconsolidated sediments, *Geophysics*, **52**, 772-778.
- Bellefleur, G., Riedel, M., Brent, T., Wright, F. and Dallimore, S.R., 2007, Implication of seismic attenuation for gas hydrate resource characterization, Mallik, Mackenzie Delta, Canada, *J. geophys. Res.*, **112**, B10311.
- Best, A. I., Priest, J. A., Clayton, C. R., and Rees, E. V., 2013, The effect of methane hydrate morphology and water saturation on seismic wave attenuation in sand under shallow sub-seafloor conditions, *Earth and Planetary Science Letters*, **368**, 78-87, doi:10.1016/j.epsl.2013.02.033.
- Bourry, C., B. Chazallon, J.L. Charlou, J.P. Donval, L. Ruffine, P. Henry, L. Geli, M.N. Çagatay, S. Inan, and M. Moreau, 2009, Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey, Chemical and structural characterization. *Chem. Geol.*, **264**, 197-206. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.03.007.
- Carcione, J. M., and U. Tinivella, 2000, Bottom-simulation reflectors: Seismic velocities and AVO effects, *Geophysics*, **65**, 54-67.

- Chand, S., and Minshull, T. A., 2004, The effect of hydrate content on seismic attenuation: A case study for Mallik 2L-38 well data, Mackenzie delta, Canada, *Geophys. Res. Letters.*, **31**, L14609, doi:10.1029/2004GL020292.
- Chaouachi, M., Falenty, A., Sell, K., Enzmann, F., Kersten, M., Habersthür, D., and Kuhs, W. F., 2015, Microstructural evolution of gas hydrates in sedimentary matrices observed with synchrotron X-ray computed tomographic microscopy, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **16**, 1711-1722, doi:10.1002/2015GC005811.
- Cheng, C. H., and M. N. Toksöz, 1981, Elastic wave propagation in a fluid filled borehole and synthetic acoustic logs, *Geophysics*, **46**, 1042-1053, doi:10.1190/1.1441242.
- Cheng, C. H., M. N. Toksöz, and Willis, M. E., 1982, Determination of in situ attenuation from full waveform acoustic logs, *J. Geophys. Res.*, **87**, 5477-5484, doi:10.1029/JB087iB07p05477
- Dasios, A., C. McCann, and T. Astin, 2004, Least-squares inversion of in-situ sonic Q measurements: stability and resolution, *Geophysics*, **69**, 378-385, doi:10.1190/1.1707056.
- Ecker, C., J. Dvorkin, and A. Nur, 1998, Sediments with gas hydrates: Internal structure from seismic AVO, *Geophysics*, **63**, 1659–1669.
- Ecker, C., Dvorkin, J., and Nur, A. M., 2000, Estimating the amount of gas hydrate and free gas from marine seismic data. *Geophysics*, **65**, 565-573.
- Frazer, L. N., X. H. Sun, and R. H. Wilkens, 1997, Changes in attenuation with depth in an ocean carbonate section: Ocean Drilling Program sites 806 and 807, Ontong Java Plateau, *J. Geophys. Res.*, **102**, 2983-2997, doi:10.1029/96JB03189.
- Gei, D., and J. M. Carcione (2003), Acoustic properties of sediments saturated with gas hydrate, free water and gas, *Geophys. Prospect.*, **51**, 141– 157.
- Gladwin, M. T., and F. D. Stacey, 1974, Anelastic degradation of acoustic pulses in rocks, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **8**, 332-336, doi:10.1016/0031-9201(74)90041-7.
- Goldberg, D., T. K. Kan, and J. P. Castagna, 1984, Attenuation measurements from sonic log waveforms, *Transactions of the 25th Annual Logging Symposium, SPWLA*.
- Goldberg, D., and Zinszner, B., 1989, P-wave attenuation measurements from laboratory resonance and sonic waveform data, *Geophysics*, **54**, 76-81, doi:10.1190/1.1442579.
- Guerin, G., and D. Goldberg, 2002, Sonic waveform attenuation in gas hydrate-bearing sediments from the Mallik 2L-38 research well, Mackenzie Delta, Canada, *J. Geophys. Res.*, **107**, no. B5, 2088, doi:10.1029/2001JB000556.
- Guerin, G., and D. Goldberg, 2005. Modeling of acoustic wave dissipation in gas hydrate-bearing sediments, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, Q07010, doi: 10.1029/2005GC000918.
- Guerin, G., D. Goldberg, and T. S. Collet, 2005, Sonic attenuation in the JAPEx/JNOC/SC et al. Mallik 5L-38 gas hydrate production research well, Geological survey in Canada,

Bulletin 585.

- Haase, A. B. and Stewart, R. R., 2010, Near-field seismic effects in a homogeneous medium and their removal in vertical seismic profile attenuation estimates, *Geophysical Prospecting*, **58**, 1023-1032, doi:10.1111/j.1365-2478.2010.00883.x
- Hackert, C. L. and J. O. Parra, 2003, Estimating scattering attenuation from vugs or karsts, *Geophysics*, **68**, 1182-1188, doi:10.1190/1.1598111.
- Helgerud, M. B., J. Dvorkin, A. Nur, A. Sakai, and T. S. Collett, 1999, Elastic-wave velocity in marine sediments with gas hydrates: effective medium modeling, *Geophys. Res. Letters.*, **26**, 2021-2024, doi:10.1029/1999GL900421.
- Helgerud, M. B., W. F. Waite, S. H. Kirby, and A. Nur, 2009, Elastic wave speeds and moduli in polycrystalline ice Ih, sI methane hydrate, and sII methane-ethane hydrate, *J. Geophys. Res.*, **114**, B02212, doi:10.1029/2008JB006132
- Holliger, K., and R. A. Levander, 1992, A stochastic view of lower crustal fabric based on evidence from the Ivrea zone, *Geophysical Research Letters*, **19**, 1153-1156, doi:10.1029/92GL00919.
- Huang, J.-W., G. Bellefleur, and B. Milkereit, 2009, Seismic modeling of multidimensional heterogeneity scales of Mallik gas hydrate reservoirs, Northwest Territories of Canada, *J. Geophys. Res.*, **114**, B07306, doi:10.1029/2008JB006172.
- Inamori, T., and Hato, M., 2004, Detection of methane hydrate-bearing zones from seismic data, *Resource Geology*, **54**, 99-104, doi:10.1111/j.1751-3928.2004.tb00191.x.
- Jackson, I., 2000, Laboratory measurement of seismic wave dispersion and attenuation: Recent progress, in *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography From the Atomic to the Global Scale*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 117, edited by S. Karato et al., pp. 265 – 289, AGU, Washington, D. C.
- Jannsen, D., Voss, J., and Theilen, F., 1985, Comparison of methods to determine Q in shallow marine sediments from vertical reflection seismograms, *Geophysical Prospecting*, **33**, 479-497.
- Johnston, D. H., and Toksöz, M. N., 1980, Ultrasonic P and S wave attenuation in dry and saturated rocks under pressure, *J. Geophys. Res.*, **85**, 937-942, doi:10.1029/JB085iB02p00937.
- Karson, J. A., J. A. Collins, and J. F. Casey, 1984, Geologic and seismic velocity structure of the crust/mantle transition in the Bay of Island ophiolite complex, *Journal of Geophysical Research*, **89**, 3153-3171, doi:10.1029/JB089iB07p06126.
- Klimentos, T., 1990, Relationships among compressional wave attenuation, porosity, clay content, and permeability in sandstones, *Geophysics*, **55**, 998-1014, doi:10.1190/1.1442928.
- Klimentos, T., 1995, Attenuation of P- and S-waves as a method of distinguishing gas and condensate from oil and water, *Geophysics*, **60**, 447-458, doi:10.1190/1.1443782.

- Kurkjian, A. L., 1986, Theoretical far-field radiation from a low-frequency horizontal point force in a vertical borehole, *Geophysics*, **51**, 930-939, doi:10.1190/1.1443782.
- Kurkjian, A. L., and S. K. Chang, 1986, Acoustic multiple sources in fluid-filled boreholes: *Geophysics*, **51**, 148-163.
- Kurtuluş, C., Sertçelik, F., 2010, Attenuation measurements on shallow seismic refraction data in the Kocaeli region, Turkey, *Journal of Geophysics and Engineering*, **7**, 257-266, doi:10.1190/1.1442028.
- Kuster, G. T., and Toksöz, M. N., 1974, Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media; Part I, Theoretical formulations, *Geophysics*, **39**, 587-606, doi:10.1190/1.1440450.
- Kvenvolden, K. A., 1993, Gas hydrates- geological perspective and global change, *Reviews of Geophysics*, **31**, 173-187, doi:10.1029/93RG00268
- Kvenvolden, K. A. and Lorenson, T. D., 2001, The global occurrence of natural gas hydrate. in *Natural Gas Hydrates, Occurrence, Distributions and Detection*, Geophysical Monograph **124**, 3-18, Ed. by C. K. Paull and W.P. Dillon.
- Lee, M. W., and A. H. Balch, 1982, Theoretical seismic wave radiation from a fluid-filled borehole, *Geophysics*, **47**, 1308-1314, doi:10.1190/1.1441391.
- Lee, M. W., 1986, Low-frequency radiation for point sources in a fluid filled borehole, *Geophysics*, **51**, 1801-1807, doi:10.1190/1.1442226.
- Lee, M. W., 2006, Is amplitude loss of sonic waveforms due to intrinsic attenuation or source coupling to the medium?, *Sci. Invest. Rep. 2006-5120*, 13 pp., U.S. Geol. Surv., Reston, Va.
- Lee, M. W., and F. W. Waite, 2007, Amplitude loss of sonic waveform due to source coupling to the medium, *Geophys. Res. Letters.*, **34**, L05303, doi:10.1029/2006GL029015.
- Lerche, I., and Menke, 1986, An inversion method for separating apparent and intrinsic attenuation in layered media. *Geophysical Journal International*, **87**, 333-347.
- Liang, J., Müller, T. M., Tang, G., and Qi, Q., 2017, Towards Developing a Robust Q-Extraction Method From Full-Waveform Acoustic Logs, 79th EAGE Conference and Exhibition 2017 Extended abstract, doi:10.3997/2214-4609.201701330.
- Madrussani, G., Rossi, G. and Camerlenghi, A., 2010. Gas hydrates, free gas distribution and fault pattern on the west Svalbard continental margin, *Geophys. J. Int.*, **180**, 666-684.
- Makogon, Y. F., 1997: *Hydrates of Hydrocarbons*. PennWell Books, Tulsa, Oklahoma.
- Marin-Moreno, H., Sahoo, S.K. and Best, A.I., 2017, Theoretical modeling insights into elastic wave attenuation mechanisms in marine sediments with pore-filling methane hydrate, *J. geophys. Res.*, **122**, 1835-1847
- Matsushima, J., 2005, Attenuation measurements from sonic waveform logs in methane hydrate-bearing sediments at the Nankai Trough exploratory well off Tokai, central Japan, *Geophys. Res. Letters*, **32**, L03306, doi:10.1029/2004GL021786.
- Matsushima, J., 2006, Seismic wave attenuation in methane hydrate-bearing sediments:

- Vertical seismic profiling data from the Nankai Trough exploratory well offshore Tokai, central Japan, *J. Geophys. Res.*, **111**, B10101, doi:10.1029/2005JB004031.
- Matsushima, J., 2007, Seismic attenuation from VSP data in methane hydrate-bearing sediments, *Exploration Geophysics*, **38**, 29-36. doi:10.1071/EG07001.
- Matsushima, J., Suzuki, M., Kato, Y., and Rokugawa, S., 2011, Estimation of ultrasonic scattering attenuation in partially frozen brines using magnetic resonance images, *Geophysics*, **76**, no. 1, T13-T25. doi:10.1190/1.3511355.
- Matsushima, J., Ali, M. Y., Bouchaala, F., 2016, Seismic attenuation estimation from zero-offset VSP data using seismic interferometry, *Geophys. J. Int.* **204**, 1288-1307, doi:10.1093/gji/ggv522.
- Matsushima, J., Ali, M. Y., Bouchaala, F., 2018, Attenuation estimation from sonic logging waveforms combining seismic interferometry and common-midpoint approach, *Geophysics*, **83**, no.1, WA21-WA35, doi:10.1190/geo2017-0100.1.
- McDonal, F. J., F. A. Angona, R. L. Mills, R. L. Sengbush, R. G. Van Nostrand, and J. E. White, 1958, Attenuation of shear and compressional waves in Pierre Shale, *Geophysics*, **23**, 421-439, doi:10.1190/1.1438489
- Nittala, S., Sain, K. and Nara, D., 2017, Seismic vis-a-vis sonic attenuation in gas hydrate bearing sediments of Krishna-Godavari basin, Eastern Margin of India, *Geophys. J. Int.*, **209**, 1195–1203.
- Ojha, M., and Sain, K. 2009. Seismic attributes for identifying gas-hydrates and free-gas zones: application to the Makran accretionary prism. **32**, 264-270.
- Patton, S. W., 1988, Robust and least-squares estimation of acoustic attenuation from well-log data, *Geophysics*, **53**, 1225-1232, doi:10.1190/1.1442563.
- Priest, J. A., A. I. Best, and C. R. I. Clayton, 2005, A laboratory investigation into the seismic velocities of methane gas hydrate-bearing sand, *J. Geophys. Res.*, **110**, B04102, doi:10.1029/2004JB003259.
- Priest, J.A., Best, A.I., and Clayton, C.R.I., 2006, Attenuation of seismic waves in methane gas hydrate-bearing sand, *Geophys. J. Int.*, **164**, 149 - 159, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02831.x.
- Qaisar, M., 1989, Attenuation properties of viscoelastic material, *Pure and Applied Geophysics*, **131**, 703-713, doi:10.1007/BF00876269.
- Quan, Y., and Harris, M.J., 1997, Seismic attenuation tomography using the frequency shift method, *Geophysics*, **62**, 895-905, doi:10.1190/1.1444197.
- Rossi, G., Gei, D., Böhm, G., and Madrussani, G., 2007. Attenuation tomography: An application to gas-hydrate and free-gas detection, *Geophysical Prospecting*, **55**, 655-669, doi:10.1111/j.1365-2478.2007.00646.x.
- Sain, K., A.K. Singh, N.K. Thakur, and R.K. Khanna, 2009, Seismic quality factor

- observations for gas hydrate-bearing sediments on western margins of India, *Marine Geophysical Researches*, **30**, 137-145, doi:10.1007/s11001-009-9073-1.
- Sain, K., and Singh, A. K., 2011, Seismic quality factors across a bottom simulating reflector in the Makran accretionary prism, Arabian Sea, *Marine & Petroleum Geology*, **28**, 1838-1843, doi:10.1016/j.marpetgep.2011.03.013.
- Sams, M., and D. Goldberg, 1990, The validity of Q estimates from borehole data using spectral ratios, *Geophysics*, **55**, 97-101, doi:10.1190/1.1442776.
- Sams, M., 1991, High-resolution velocity and attenuation logs from long-spaced sonic data, *Geophysics*, **56**, 1071-1080, doi:10.1190/1.1443118.
- Sams M. S., Neep J. P., Worthington M. H., and King M. S., 1997, The measurement of velocity dispersion and frequency-dependent intrinsic attenuation in sedimentary rocks, *Geophysics*, **62**, 1456-1464, doi:10.1190/1.1444249.
- Scales, J. A., and K. van Wijk, 1999, Multiple scattering attenuation and anisotropy of ultrasonic surface waves: *Applied Physics Letters*, **74**, 3899-3901, doi:10.1063/1.124217.
- Schmitt, D. P., 1988, Shear wave logging in elastic formations, *J. Acoust. Soc. Am.*, **84**, 2215-2229, doi:10.1121/1.397015.
- Shiomi, K., H. Sato, and M. Ohtake, 1997, Broad-band power-law spectra of well-log data in Japan, *Geophysical Journal of International*, **130**, 57-64, doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb00987.x
- Schoenberger, M. and Levin, F.K., 1974, Apparent attenuation due to intrabed multiples, *Geophysics*, **39**, 278-291.
- Sell, K., Quintal, B., Kersten, M., and Saenger, E. H., 2018, Squirt flow due to interfacial water films in hydrate bearing sediments, *Solid Earth*, **9(3)**, 699.
- Sloan, E. D., and Koh, C., 2006, *Clathrate Hydrates of Natural Gases*. CRC Press (Vol. 3rd ed.).
- Spencer, T.W., Sonnad, J.R., and Butler, T.M., 1982, Seismic Q - Stratigraphy or Dissipation, *Geophysics*, **47**, 16-24, doi:10.1190/1.1441275.
- Stoll, R. D., 1974, Effects of gas hydrates in sediments, in *Natural gases in marine sediments: Marine Sci.*, **3**, 235-248.
- Sun, X., and L. N. Frazer, 2000, Shear wave attenuation profile from sonic dipole well-log data, *Geophys. Res. Letters*, **27**, 285-288, doi:10.1029/1999GL005423.
- Sun, X., X. Tang, C. H. Cheng, and L. N. Frazer, 2000: P- and S-wave attenuation logs from monopole sonic data, *Geophysics*, **65**, 755-765, doi:10.1190/1.1444774.
- Suzuki, H. and Matsushima, J., 2013, Quantifying uncertainties in attenuation estimation at methane-hydrate-bearing zones using sonic waveform logs. *Geophysics*, **78**, pp.D339-D353.
- Takayama, T., Nishi, M., Yamamoto, H., Sanada, Y., Matsuda, S., and Uchida, T., 2004, Occurrence of Free-Gas Associated with Methane-Hydrate-Bearing Formations in the MITI

- Nankai Trough Wells, Offshore Tokai, Japan, *Resource Geology*, **54**, 89-98, doi:10.1111/j.1751-3928.2004.tb00190.x.
- Tucholke, B. E., G. M. Bryan, and J. I. Ewing, 1977, Gas-hydrate horizons detected in seismic-profiler data from the western North Atlantic: *AAPG Bull.*, **61**, 698-707.
- Toksöz, M. N., D. H. Johnston, and A. Timur, 1979, Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks. I. Laboratory measurements, *Geophysics*, **44**, 681-690, doi:10.1190/1.1440969.
- Toksöz, M. N., Wilkens, R. H., and Cheng, C. H., 1985, Shear wave velocity and attenuation in ocean bottom sediments from acoustic log waveforms, *Geophys. Res. Letters*, **12**, 37-40, doi:10.1029/GL012i001p00037.
- Tonn, R., 1991, The determination of the seismic Quality factor Q from VSP data: A comparison of different computational methods, *Geophysical Prospecting*, **39**, 1-27, doi:10.1111/j.1365-2478.1991.tb00298.x.
- Tsang, L., and D. Rader, 1979, Numerical evaluation of transient acoustic waveforms due to a point source in a fluid-filled borehole, *Geophysics*, **44**, 1706-1720, doi:10.1190/1.1440932.
- Tsuji, Y., Ishida, H., Nakamizu, M., Matsumoto, R., and Shimizu, S., 2004, Overview of the MITI Nankai Trough Wells: A milestone in the evaluation of methane hydrate resources, *Resour. Geol.*, **54**, 3-10, doi:10.1111/j.1751-3928.2004.tb00182.x
- Uchida, T., Lu, H., Tomaru, H., and MITI Nankai Trough Shipboard Scientists, 2004, Subsurface occurrence of natural gas hydrate in the Nankai Trough area: Implication for gas hydrate concentration, *Resour. Geol.*, **54**, 35-44, doi:10.1111/j.1751-3928.2004.tb00185.x
- van Wijk, K., and A. L. Levshin, 2004, Surface wave dispersion from small vertical scatterers, *Geophys. Res. Letters*, **31**, L20602, doi:10.1029/2004GL021007.
- Vlastos, S., E. Liu, I. G. Main, and C. Narteau, 2007, Numerical simulation of wave propagation in 2-D fractured media: Scattering attenuation at different stages of the growth of a fracture population, *Geophysical Journal International*, **171**, 865–880, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03582.x.
- Walsh, J. B., 1969, Ward, R.W., and Toksöz, M.N., 1971, Causes of regional variation of magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 649-670.
- Weitemeyer, K. A., S. C. Constable, K. W. Key, and J. P. Behrens, 2006, First results from a marine controlled-source electromagnetic survey to detect gas hydrates offshore Oregon, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03304, doi:10.1029/2005GL024896.
- Wheeler, S.J. and Gardner, T.N., 1989, Elastic moduli of soils containing large gas bubbles, *Geotechnique*, **39**, 333-342, doi:10.1680/geot.1989.39.2.333.
- Winkler, K., Nur, A., and Gladwin, M., 1979, Friction and seismic attenuation in rocks, *Nature*, **277(5697)**, 528–531, doi: 10.1038/277528a0.
- Winkler, K., and A. Nur, 1979, Pore fluids and seismic attenuation in rocks, *Geophys. Res.*

- Letters, **6**, 1-4, doi:10.1029/GL006i001p00001.
- Wu, R.-S., and K. Aki, 1988, Introduction: Seismic wave scattering in three dimensionally heterogeneous earth, *Pure and Applied Geophysics*, **128**, 1-6, doi:10.1007/BF01772587.
- Yamamoto, K., X.-X. Wang,, Tamaki, M., and Suzuki, K., 2019, The second offshore production of methane hydrate in the Nankai Trough and gas production behavior from a heterogeneous methane hydrate reservoir, *RSC Advances*, **9**, 25987-26013, doi:10.1039/C9RA00755E.
- Zhan, L., and Matsushima, J., 2018, Frequency-dependent P-wave attenuation in hydrate-bearing sediments: a rock physics study at Nankai Trough, Japan, *Geophys. J. Int.*, **214**, 1961-1985, doi:10.1093/gji/ggy229.

謝辞

本研究で使用した平成 11 年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「南海トラフ」の検層データは、経済産業省資源エネルギー庁および独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構より使用について許可をいただいたものです。ここに記して感謝の意を表します。

本研究を進めるにあたって、松島潤准教授には数多くの指導、激励を頂きました。研究方針や論文の構成なども指導していただきましたことに感謝いたします。

また、研究内容について活発に議論し、充実した研究を行えたのは、ひとえに研究室の皆様のおかげです。重ねて感謝いたします。