

## تعیین پریود غالب خاک با مایکروترموورها در شمال غرب تهران

محمد کاظم حفیظی\* و الیاس نادری\*\*

\* مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵  
\*\* آموزش و پرورش ایران دی

(دریافت مقاله: ۱۳۸۴/۱۷، پذیرش مقاله: ۱۳۸۴/۱۲/۹)

### چکیده

رفتار آبرفت در مقابل جنبش‌های وارده به شکل‌های مختلفی در بروز خسارت دخالت دارند. یکی از مهم‌ترین اثر تخریبی را می‌توان حاصل از پدیده تشدید دانست. این پدیده وقتی رخ می‌دهد که پریود غالب آبرفت با پریود غالب جنبش نیرومند سنگ کف برابر باشد. در این حالت اثر تقویت آبرفت در شتاب حرکت زمین بیشترین مقدار است. در این پژوهش برای تعیین پریود غالب آبرفت، اندازه‌گیری مایکروترموورها در منطقه شمال غرب تهران در یک امتداد شمالی- جنوبی و در شش ایستگاه که پنج ایستگاه آن روی آبرفت و یک ایستگاه آن روی بیرون‌زدگی سنگی واقع شده بود، صورت گرفت. تفسیر داده‌ها براساس طیف دامنه به دو روش صورت گرفت. در روش اول که معروف به ایستگاه مرجع سنگ کف است، میانگین طیف دامنه ایستگاه واقع بر آبرفت به میانگین طیف دامنه ایستگاه واقع بر سنگ کف تقسیم می‌شود. در روش دوم که معروف به روش ناکامورا است، میانگین طیف دامنه مؤلفه‌های افقی به میانگین طیف دامنه مؤلفه قائم همان ایستگاه تقسیم می‌شود. بررسی نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده‌های صحرائی نشان می‌دهد، روش ایستگاه مرجع سنگ کف برای محاسبه بسامد تشدید آبرفت از اعتبار بالاتری نسبت به روش ناکامورا برخوردار است. بسامد تشدید در این منطقه بین ۲/۴ تا ۵/۵ هرتز به دست آمد که در امتداد پروفیل شمال به جنوب کاهش نشان می‌دهد. در نتیجه پریود غالب آبرفت از شمال به جنوب در امتداد پروفیل افزایش می‌یابد که با شواهد زمین‌شناسی منطقه مطابقت دارد. با توجه به شکل مایکروترموورها نوع خاک این منطقه از نوع رسوبات متراکم است که در تقسیم‌بندی آئین‌نامه ۲۸۰۰ از نوع دوم است. بنابراین روش مایکروترموورها براساس ایستگاه مرجع سنگ کف، به لحاظ مقرون به صرفه بودن و صرفه‌جویی در وقت جهت تعیین پریود غالب آبرفت پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: مایکروترموور، پریود طبیعی، روش مرجع سنگی، روش ناکامورا

### ۱ مقدمه

بسیار پرهزینه است و زمان زیادی را نیز طلب می‌کند. استفاده از اطلاعات گمانه‌ای و داشتن تغییرات سرعت امواج در لایه‌های مختلف زمین نیازمند آزمایش‌های ژئوتکنیکی و ژئوفیزیکی زیادی است که بسیار پرهزینه و وقت‌گیرند. از طرفی مدل کردن لایه‌های خاک به‌منظور تحلیل دینامیکی، نیاز به محاسبات فراوان دارد. در مقابل، روش استفاده از مایکروترموورها به‌منظور تعیین واکنش محل در برابر زلزله به‌علت سادگی و اقتصادی بودن بسیار مورد توجه قرار گرفته است. با استفاده از این روش می‌توان نواحی وسیعی را در مدت کوتاهی مورد بررسی قرار داد. مایکروترموورها در واقع امواج خفیفی‌اند که از درون لایه‌های خاک عبور می‌کنند و تحت تأثیر

از آنجایی که یکی از مسائل مهم مربوط به ساختمان‌ها در شهرهای بزرگ، رفتار دینامیکی قشر خاک قرار گرفته روی لایه‌های سخت شده و یا سنگ کف به‌هنگام وقوع زلزله است و با توجه به این که تهران از نظر تنوع قشر خاک روی سنگ کف در محل‌های متفاوت، دربردارنده طیف وسیعی از انواع ممکن است، لذا مطالعه حاضر می‌تواند مسئله ریزپهنه‌بندی در تهران را مورد بررسی قرار دهد.

استفاده از زلزله یا انفجار در تعیین واکنش دینامیکی محل‌های مختلف، مستلزم این است که رکوردهای زلزله یا انفجار با شدت‌های مختلف در اختیار باشند. اما جمع‌آوری چنین رکوردهایی حتی در مناطق زلزله‌خیز

طراحی سازه‌ها و جلوگیری از پدیده تشدید مخرب سازه کمک قابل توجهی می‌کند.

## ۲ روش‌های تعیین پریود غالب ساختگاه

مطالعات زیادی برای تعیین پریود غالب ساختگاه صورت گرفته که منجر به ارائه روش‌هایی در این خصوص شده است.

### ۱-۲ روش اول

یکی از روش‌های تعیین پریود غالب ساختگاه را می‌توان به دوپری و همکاران (۱۹۷۶) نسبت داد. براساس این روش، پریود غالب لایه خاک از راه زیر محاسبه می‌شود:

$$T = \frac{4H}{V_s}$$

که در آن  $H$  ضخامت لایه و  $V_s$  سرعت موج برشی در آن لایه است. در روش اخیر رفتار خاک تحت بارگذاری و یا ویژگی‌های جنبش در عمق کم خطی فرض می‌شود و به‌علاوه مدول برشی خاک با عمق تغییر می‌کند. نادری (۱۳۷۵) مقدار پریود غالب خاک را با اندازه‌گیری سرعت موج برشی و ضخامت لایه خاک در شمال غرب تهران به‌دست آورده است. در منطقه مورد مطالعه (ایستگاه R) متوسط وزنی سرعت موج برشی در آبرفت ۵۵۳ متر بر ثانیه و ضخامت آن ۳۳ متر به‌دست آمده است که بسامد غالب آن ۴/۲ هرتز محاسبه می‌شود.

### ۲-۲ روش دوم

این روش با توجه به رفتار غیرخطی خاک و همچنین کاهش مدول برشی در واتندگی‌های بزرگ پایه‌ریزی شده است که تدوین آن را به اشنازل و همکاران (۱۹۷۲) نسبت می‌دهند. این روش برای ارزیابی شرایط خاک ساختگاه براساس تجزیه تحلیل دینامیکی رفتار خاک بنا شده است. روش‌های مربوط به این

ویژگی‌های آن قرار می‌گیرند. در نتیجه، این امواج خفیف می‌توانند نمایانگر مشخصات دینامیکی لایه خاک مورد نظر باشند. مطالعات زیادی برای برآورد پاسخ ساختگاه با استفاده از مایکروترموورها صورت گرفته است که از جمله آنها می‌توان کارهای لرمو و همکاران (۱۹۸۸)، لینلو و همکاران (۱۹۹۲)، فیلد و جاکوب (۱۹۹۳)، سوزوکی و همکاران (۱۹۹۵)، فیلد و همکاران (۱۹۹۵) را نام برد که نتایج مناسبی به‌دست آوردند. اوجدا و اسکالن (۲۰۰۰) روشن ساختند در جایی که رسوبات آبرفتی کم عمق (۳۰ متر) روی سنگ کف با سرعت انتشار موج بالاتر قرار دارد همبستگی خوبی بین مایکروترموورها و داده‌های حرکات شدید زلزله موجود است. آنان توصیه می‌کنند نقشه هم پریود که با مایکروترموورها تهیه می‌شود به‌مثابه منطقه‌بندی لرزه‌ای اولیه به کار برده شود. آپوستولیدس و همکاران (۲۰۰۴) خردپهنه‌بندی را با سرعت امواج برشی به کمک مایکروترموورها تا عمق ۳۲۰ متری مناطق پرجمعیت شهری عملی ساختند.

هدف این پژوهش تعیین پریود غالب خاک ساختگاه است. مطالعات به‌عمل آمده نشان داده است که آسیب‌پذیری سازه‌ها در اثر زمین‌لرزه تا حدود زیادی به شرایط زمین زیر ساختگاه مربوط است. دو عامل مهم در طراحی سازه‌های مقاوم در برابر زلزله، سختی و ضخامت رسوبات زیر یک ساختگاه است. زمانی که پریود غالب جنبش نیرومند سنگ کف با پریود غالب ساختگاه برابر می‌شود پدیده تشدید صورت می‌گیرد و موجب افزایش شتاب جنبش نیرومند زمین و افزایش خسارت‌ها می‌شود، چرا که حرکات زمین از این راه تقویت می‌شوند. خسارت سنگین‌تر زمانی وارد می‌شود که پریود غالب حرکت نیرومند سنگ کف و پریود غالب ساختگاهی که سازه روی آن بنا شده با پریود غالب خود سازه یکسان باشد. این حالت موجب تشدید دوگانه ساختگاه و سازه می‌شود. بنابراین ملاحظه می‌شود که دانستن پریود غالب آبرفت در

کف است، طیف میکروترموورهای اندازه گیری شده در محل مورد نظر به طیف میکروترموور اندازه گیری شده در محل مبنا در حالتی که اندازه گیری ها برای هر دو محل به صورت هم زمان و یا با فواصل زمانی کوتاه صورت گیرد، تقسیم می شود (محل مبنا معمولاً رخنمونی از رسوبات تحکیم یافته و یا سنگ کف است).

روش دوم معروف به روش ناکامورا (۱۹۸۹) یا horizontal-to-vertical spectral ratio که برای حذف اثر منبع در نتایج به دست آمده از میکروترموورها روشی تقریبی را که بر اساس اصلاح تابع انتقال محل بنا نهاده شده ارائه داده است. در این روش فرض می شود که منابع سطحی میکروترموورها، امواج ریلی را تولید می کنند که دارای تأثیرات یکسانی روی حرکت های افقی و عمودی لایه سطحی اند. در این روش تابع انتقال از تقسیم طیف میکروترموور مولفه افقی به قائم یک ایستگاه به دست می آید.

**۳ عملیات صحرائی برای اندازه گیری میکروترموورها**  
به منظور نشان دادن کارایی روش میکروترموورها در تعیین پریود غالب آبرفت، به اندازه گیری در بخشی از شمال غرب تهران و در امتداد پروفیل شمالی-جنوبی اقدام شد. در این اندازه گیری دستگاه PDAS-100 و لرزه سنج سه مؤلفه ای با بسامد غالب یک هرتز به کار رفت، این دستگاه قادر است امواج دریافتی را به صورت رقمی در دیسک سخت (hard disk) گیرنده ها را ثبت کند. نقشه هم ضخامت آبرفت تهران در منطقه مورد نظر در شکل ۱ نشان داده شده است. در این نقشه خطوط میزان، خطوط هم ضخامت آبرفت است. پروفیل شمالی-جنوبی و همچنین شماره ایستگاه هایی که اندازه گیری در آنها صورت گرفته، در این نقشه مشخص شده است. ضمناً محلی که عملیات شکست مرزی به انجام رسید در شکل ۱ با حرف R مشخص شده است. نتایج عملیات شکست

حالت، یکی RF (Receiver Function) و دیگری SSR (Standard Spectral Ratio) است.

پریودی که از تحلیل دینامیکی به دست می آید برای هر پروفیل خاک مقدار ثابتی ندارد زیرا پریود غالب با شدت جنبش زمین تغییر می کند لذا می توان آن را پریود غالب دینامیکی نامید.

## ۳-۲ روش سوم

روش دیگری که برای تعیین پریود غالب ساختگاه به کار برده می شود استفاده از میکروترموورها است. یکی از فرضیات اساسی برای برآورد واکنش محل در این روش بر این اساس استوار است که منبع میکروترموورها روی سطح زمین قرار دارد و میکروترموورهای ناشی از آن ضمن عبور از لایه های زمین و پس از برخورد با لایه های دارای سرعت موج برشی زیاد، به محل اندازه گیری می رسند. میکروترموورهایی که در محل اندازه گیری دریافت می شوند مشخصات لایه یا لایه های خاکی را که از داخل آن عبور کرده اند دارند. روش استفاده از میکروترموورها برای تعیین مشخصات دینامیکی محل های مورد نظر و ریزپهنه بندی لرزه ای را به کانای و تاناکا (۱۹۶۱) نسبت می دهند. آنها بر اساس شکل نگاشت ها و منحنی های فراوانی به دست آمده برای هر محل، مناطق مختلف ژاپن را از لحاظ جنس خاک به چهار گروه تقسیم کردند.

میکروترموورهای اندازه گیری شده در روی آبرفت ناشی از اثرات منبع، آبرفت و یا عوامل دیگری غیر از اثر آبرفت اند. لذا باید بین اثراتی که منبع و لایه خاک روی میکروترموورها می گذارند تفاوت قائل شد. پژوهشگران برای حذف اثر منبع و یا عواملی غیر از اثر آبرفت، پس از محاسبه طیف (توان یا دامنه) میکروترموورها اندازه گیری شده، دو روش زیر را پیشنهاد کرده اند.

در روش اول که معروف به ایستگاه مرجع سنگ

در ثانیه و شکل ۲- ب طیف دامنه میکروترمور برای آهنگ نمونه برداری ۵۰ در ثانیه را نشان می دهد. مقایسه این دو شکل روشن می سازد که طیف دامنه میکروترمور برای این دو آهنگ نمونه برداری مشابه است و برای آهنگ نمونه برداری ۵۰ در ثانیه بسامدهای غالب به وضوح مشاهده می شود و اثر نوفه های مزاحم ضعیف تر است. بنابراین، داده های صحرائی که با آهنگ نمونه برداری ۵۰ در ثانیه برداشت شده اند برای پردازش انتخاب شدند.

مرحله تعیین طول پنجره مناسب و تعداد نمونه ها به منظور تهیه طیف دامنه در پردازش داده ها مهم است. هدف تعیین طول پنجره مناسب، بررسی حضور بسامد غالب در سراسر زمان رکورد ثبت شده است. در شکل ۳ طیف دامنه رکورد دو دقیقه مؤلفه افقی ایستگاه شماره ۵ (شکل ۳- الف) با طیف دامنه از یک پنجره ۲۰ ثانیه ای و برابارش طیف دامنه حاصل از شش پنجره ۲۰ ثانیه ای همان رکورد (شکل های ۳- ب و ج) مقایسه شده است. این مقایسه نشان می دهد که بسامدهای غالب مشاهده شده در روی هر سه شکل مشابه اند ولی برابارش شش پنجره ۲۰ ثانیه ای که نتیجه نگاشتی به طول ۲ دقیقه است پیک واضح و طیف دامنه نرم تری را نشان می دهد. بنابراین طول پنجره ۲۰ ثانیه ای در حکم پنجره بهینه در پردازش داده ها منظور شده است.

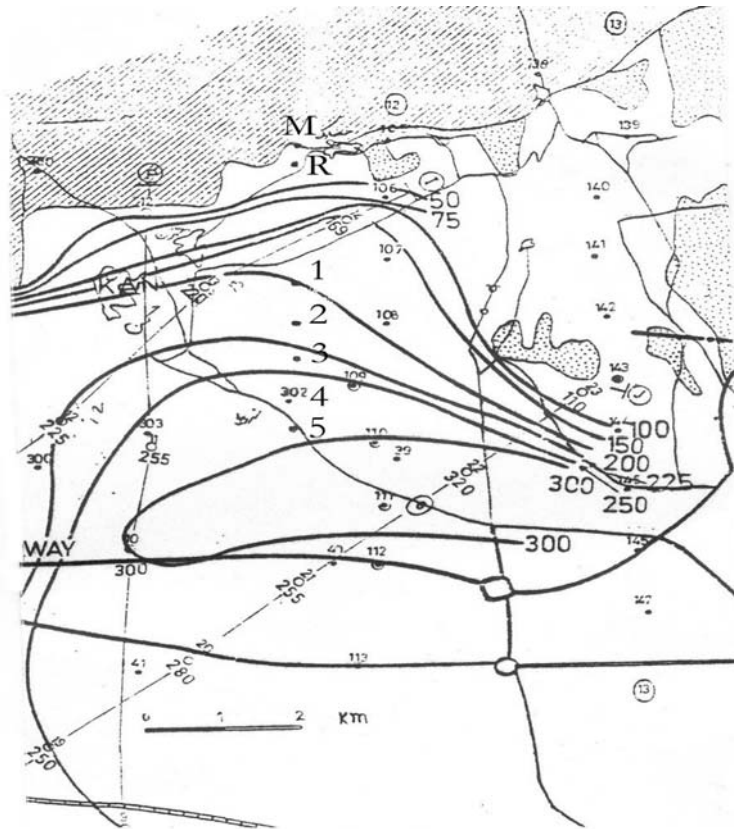
برای تعیین پریود غالب آبرفت، طیف دامنه میکروترمور ثبت شده برای هر پنجره محاسبه شد و سپس عمل نرم کردن روی طیف مؤلفه افقی ایستگاه شماره ۵ صورت گرفت (شکل ۴). شکل ۴- الف طیف دامنه میکروترمور قبل از نرم کردن و شکل ۴- ب طیف دامنه میکروترمور را بعد از نرم کردن نشان می دهد. مقایسه دو شکل روشن می سازد که بسیاری از نوفه های پیشا در اثر نرم کردن تضعیف شده اند و بسامد غالب بهتر مشاهده می شود. بنابراین بعد از محاسبه طیف دامنه، عمل نرم کردن با استفاده از پنجره ها صورت گرفته است.

مرزی در این محل، سرعت موجب برشی لایه چهارم که در حکم سنگ کف در نظر گرفته شده است را برابر با ۱۲۵۰ متر بر ثانیه واقع در عمق ۳۳ متری نشان می دهد. اندازه گیری میکروترمورها در طی دو شب در فاصله زمانی ساعت یک الی پنج بامداد صورت گرفت. اندازه گیری میکروترمورها برای شش ایستگاه شامل یک ایستگاه واقع بر سنگ کف (ایستگاه مرجع) و پنج ایستگاه دیگر روی آبرفت صورت گرفت. فاصله بین دو ایستگاه متوالی حدوداً ۶۰۰ متر و فاصله ایستگاه شماره ۱ واقع در شمال پروفیل تا ایستگاه مرجع (M) تقریباً دو کیلومتر انتخاب شد. اندازه گیری در هر مرحله به طور همزمان روی سنگ کف و ایستگاه های واقع بر آبرفت به انجام رسید. در هر ایستگاه سه اندازه گیری به طول دو دقیقه و با فاصله زمانی ۱۵ دقیقه با آهنگ نمونه برداری ۵۰ و ۱۰۰ قرائت در ثانیه برای سه مؤلفه صورت گرفت.

#### ۴ پردازش و تفسیر داده ها

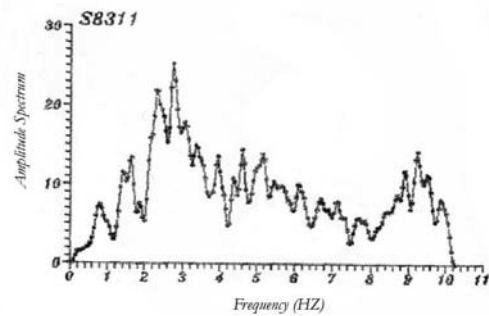
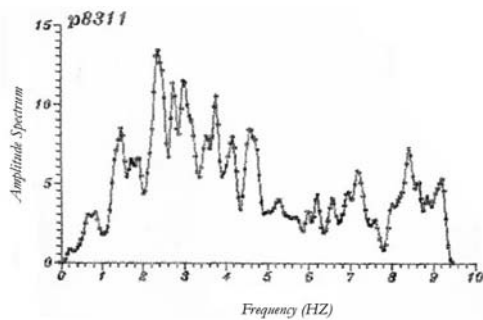
اولین مرحله در این بخش تبدیل داده های خام به داده های قابل خواندن با نرم افزارهای موجود است. این تغییر ناشی از متفاوت بودن فرمت (format) قابل قبول نرم افزارها است. بنابراین در این مرحله داده های صحرائی به فرمت اسکی (Ascii) تبدیل شد.

داده ها با دو آهنگ نمونه برداری ۵۰ و ۱۰۰ در ثانیه ثبت شد. با توجه به ضخامت تقریبی آبرفت در ایستگاه های اندازه گیری و میزان سرعت موج برشی، در اصل بسامد تشدید باید در محدوده کمتر از ۱۰ هرتز قرار گیرد و پدیده اختلاط بسامد نمی تواند در بسامدهای تشدید ایجاد اختلال کند. شکل ۲ طیف دامنه میکروترمور برای مؤلفه افقی ایستگاه شماره ۵ برای دو آهنگ نمونه برداری ۵۰ و ۱۰۰ در ثانیه همزمان اندازه گیری شده را نشان می دهد که در آن شکل ۲- الف طیف دامنه میکروترمور برای آهنگ نمونه برداری ۱۰۰

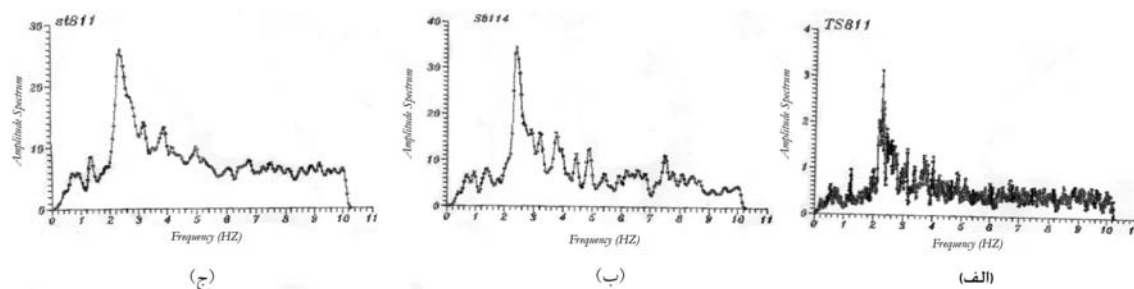


شکل ۱. نقشه منحنی‌های هم‌ضخامت رسوبات آبرفتی جدید در دشت تهران (مهدویان، ۱۳۶۴).

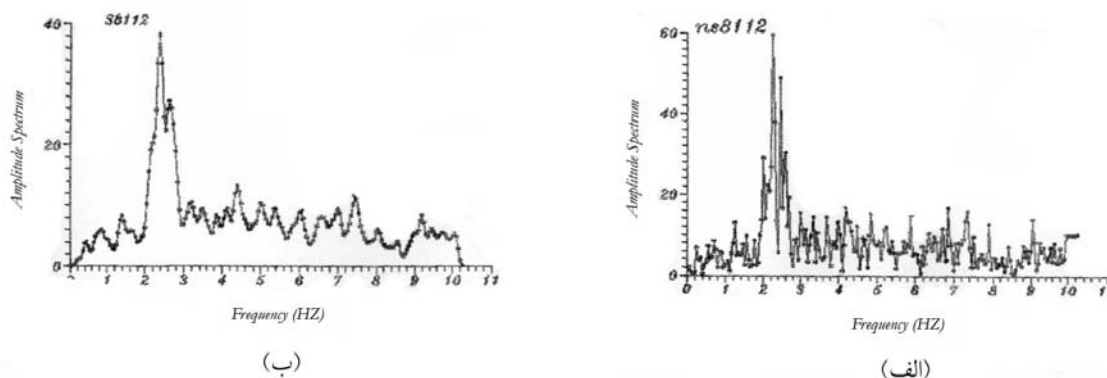
- منحنی هم‌ضخامت ۳۳۰ متر
- \*M ایستگاه مرجع
- \*R محل عملیات شکست مرزی
- \*1 ایستگاه‌های اندازه‌گیری



شکل ۲. مقایسه طیف دامنه میکروترومور برای مؤلفه افقی ایستگاه شماره پنج با دو آهنگ نمونه‌برداری. الف- طیف دامنه میکروترومور با آهنگ نمونه‌برداری ۱۰۰ هرتز و ب- طیف دامنه میکروترومور با آهنگ نمونه‌برداری ۵۰ هرتز



شکل ۳. مقایسه طیف دامنه رکورد ۲ دقیقه‌ای با پنجره ۲۰ ثانیه‌ای و برانبارش شش پنجره ۲۰ ثانیه‌ای از رکورد دو دقیقه‌ اول مؤلفه قائم ایستگاه شماره پنج. الف- طیف دامنه از رکورد دو دقیقه‌ای، ب- طیف دامنه از رکورد پنجره ۲۰ ثانیه‌ای، و ج- رکورد ۲ دقیقه‌ای را به شش پنجره ۲۰ ثانیه‌ای تفکیک کرده و این شکل نتیجه برانباری طیف شش پنجره ۲۰ ثانیه‌ای است. مقایسه شکل الف و ج روشن می‌سازد که طیف دامنه حاصل از برانبارش بسامد غالب واضح است و منحنی نرم‌تری را ارائه می‌دهد.



شکل ۴. مقایسه طیف دامنه قبل و بعد از عمل نرم کردن مؤلفه قائم ایستگاه شماره پنج. الف- طیف دامنه قبل از عمل نرم کردن و ب- طیف دامنه بعد از عمل نرم کردن.

به منظور تشخیص بسامد تشدید اساسی آبرفت‌اند. تفکیک کردن رکورد ۶ دقیقه‌ای هر مؤلفه ایستگاه به ۱۸ پنجره ۲۰ ثانیه‌ای و محاسبه طیف دامنه آنها دو منظور صورت گرفته است. اولاً رسم نمودار تغییرات بسامد بر حسب زمان است و خطوط هم مقدار در این نمودار مقادیر هم دامنه طیف‌اند که برای کلیه ایستگاه‌ها، چنین نمودار رسم شده است. برای نمونه، شکل ۶ نمودار تغییرات بسامد بر حسب زمان برای مؤلفه قائم ایستگاه ۵ نشان می‌دهد. این نمودارها

به منظور بالا بردن کیفیت طیف دامنه، نگاشت هر ایستگاه به ۱۸ پنجره با طول مساوی ۲۰ ثانیه تفکیک شده و آن‌گاه طیف دامنه ۱۸ پنجره هر مؤلفه ایستگاه محاسبه شده است. برای نمونه، شکل ۵ طیف دامنه ۱۸ پنجره ۲۰ ثانیه‌ای را برای مؤلفه قائم ایستگاه شماره ۵ نشان می‌دهد. در این شکل بسامدهای غالبی که در همه زمان‌ها حضور داشته‌اند به وضوح دیده می‌شوند و در کنار هم قرار دارند. این طیف‌ها عامل مناسبی برای تعقیب حضور بسامدهای غالب

دامنه مؤلفه قائم همان ایستگاه تقسیم شد (شکل ۱۰).

#### ۶ تحلیل بسامد تشدید

بسامد غالب خاک با استفاده از سرعت موجب برشی برای این محل را نادری (۱۳۷۵) عملی ساخته است. ایشان ضخامت آبرفت و سرعت موجب برشی را در این ناحیه با روش لرزه‌نگاری انکساری به دست آورده‌اند. بررسی شکل ۹ که براساس روش ایستگاه مرجع سنگ کف محاسبه شده است نشان می‌دهد که بسامد غالب در پنج ایستگاه اندازه‌گیری از شمال به جنوب نقشه مورد مطالعه، با آهنگ تقریباً یکنواخت، از مقدار ۵/۵ تا ۲/۴ هرتز کاهش می‌یابد. این مقادیر با مقدار به دست آمده نادری (۱۳۷۵) از روش دیگر که با استفاده از سرعت موجب برشی و ضخامت آبرفت مقدار بسامد غالب را در محل ایستگاه R به دست آورده است (۴/۲ هرتز) نزدیک است. اختلاف دو مقدار بسامد غالب ممکن است در اثر خطای اندازه‌گیری سرعت موج برشی و ضخامت آبرفت باشد. چون این بسامد غالب روی طیف دامنه ایستگاه واقع بر سنگ کف به طور غالب مشاهده نمی‌شود. لذا این بسامدهای غالب را به بسامدهای تشدید اساسی آبرفت می‌توان نسبت داد (جدول ۱). کاهش میزان بسامد تشدید از شمال به جنوب منطقه مورد مطالعه، بیانگر افزایش ضخامت آبرفت از شمال به جنوب است که با شواهد زمین‌شناسی منطقه و مقطع به دست آمده نادری (۱۳۷۵) مطابقت دارد.

جدول ۱. بسامد تشدید آبرفت در ایستگاه‌های اندازه‌گیری در امتداد پروفیل شمالی - جنوبی در منطقه شمال غرب تهران براساس ایستگاه مرجع سنگ کف.

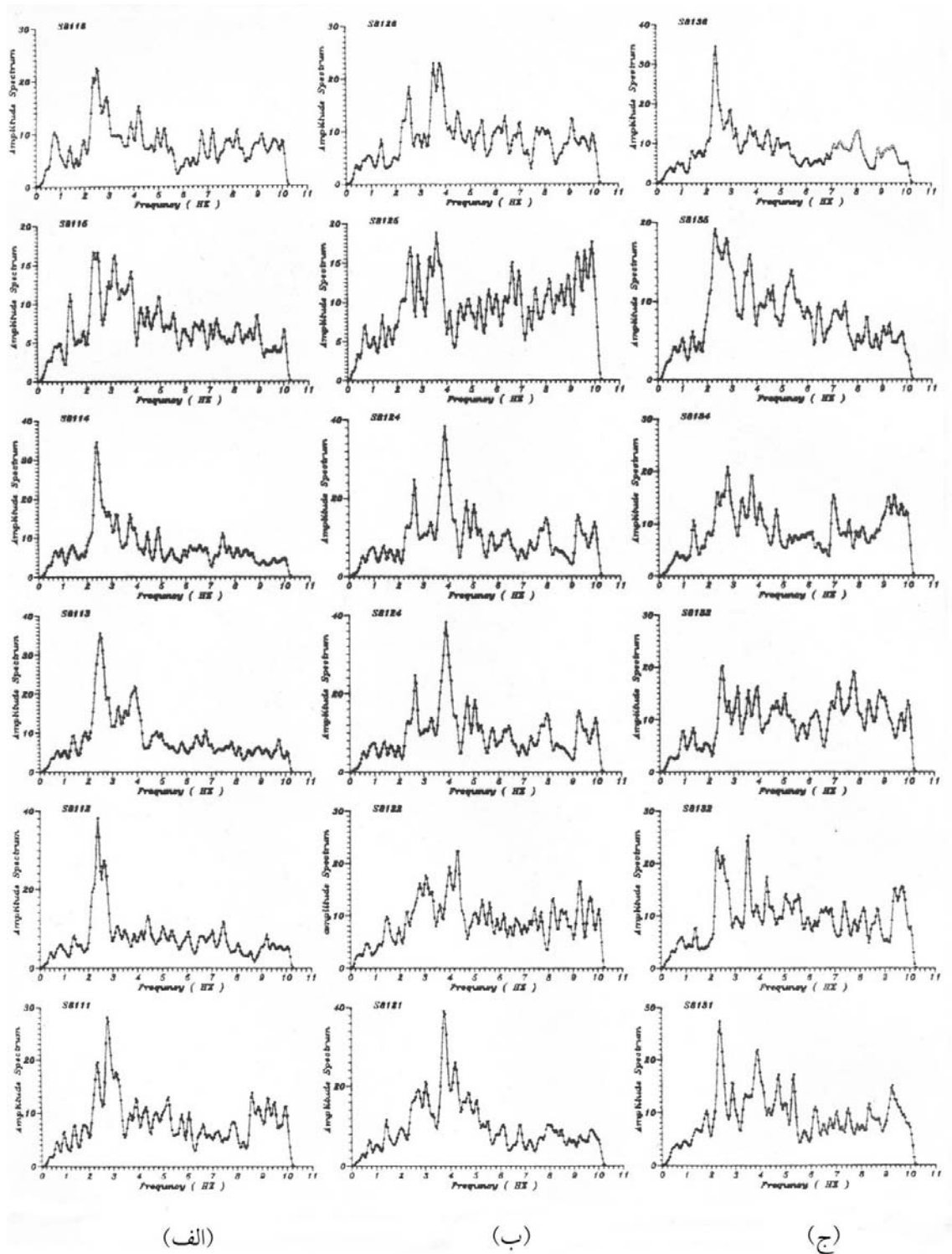
شماره ایستگاه	بسامد تشدید (هرتز)
۱	۵/۵
۲	۳/۱۵
۳	۲/۸
۴	۲/۶
۵	۲/۴

محدوده بسامد را که در همه زمان‌های اندازه‌گیری به صورت غالب حضور داشته‌اند مشخص می‌کند. ثانیاً طیف دامنه و تهیه طیف میانگین مؤلفه‌های افقی برای هر ایستگاه عمل برانبارش باعث تضعیف دامنه طیف نوفه‌های پیشا و تقویت دامنه طیف بسامد غالب دائمی می‌شود. این فرایند موجب نرم شدن طیف دامنه و تشخیص بهتر بسامد غالب می‌شود. بنابراین عمل برانبارش در پردازش داده‌های همه ایستگاه‌های اندازه‌گیری شده به کار رفته است.

در ایستگاه شماره ۵ علاوه بر طیف دامنه، طیف توان مطابق شکل ۷ محاسبه شده است. مقایسه شکل‌های ۷- الف و ۷- ب نشان می‌دهد که طیف توان تغییراتی در جابه‌جایی بسامد غالب ایجاد نمی‌کند و مانند شکل طیف دامنه است. بنابراین پیشنهاد می‌شود که در مناطق با سطح نوفه زیاد از طیف توان به جای طیف دامنه استفاده شود. داده‌های صحرائی با توجه به مراحل پردازش فوق در همه ایستگاه‌ها مورد ارزیابی قرار گرفته است.

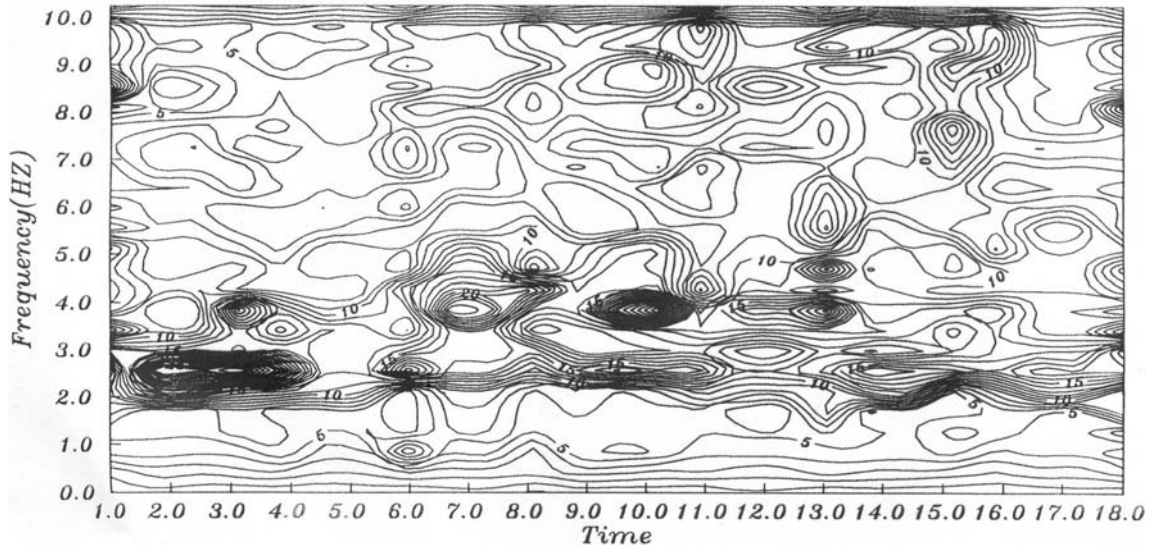
#### ۵ حذف اثر منبع

برای هر ایستگاه برانبارش طیف دامنه مؤلفه‌های افقی و قائم محاسبه و میانگین دامنه طیف مؤلفه‌های افقی E-W و N-S به دست آمد. برای نمونه، شکل‌های ۸- الف و ب به ترتیب طیف دامنه مؤلفه قائم و میانگین طیف دامنه مؤلفه‌های افقی ایستگاه شماره ۵ را نشان می‌دهند. بسامدهای غالب مشاهده شده در هر یک از این دو طیف ناشی از اثر منبع و آبرفت‌اند لذا باید اثر منبع را از طیف‌های یادشده حذف کرد. برای حذف اثر منبع برای همه ایستگاه‌ها از دو روش استفاده شده است. در روش اول میانگین طیف دامنه ایستگاه واقع بر آبرفت به میانگین طیف دامنه ایستگاه واقع بر سنگ کف تقسیم شد (شکل ۹). در روش دوم (روش ناکامورا ۱۹۸۹) میانگین طیف دامنه مؤلفه افقی ایستگاه واقع بر آبرفت به میانگین طیف

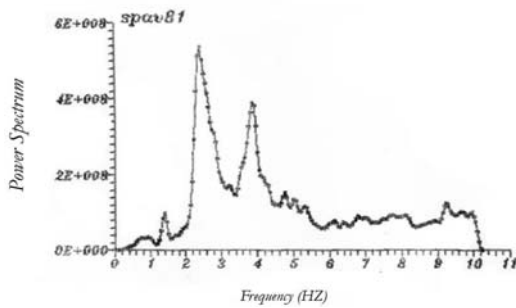


شکل ۵. طیف‌های دامنه نداشت زمانی مؤلفه قائم ایستگاه شماره پنج با پنجره ۲۰ ثانیه‌ای. الف- دو دقیقه اول، ب- دو دقیقه دوم و ج- دو دقیقه سوم. این شکل تعقیب حضور بسامدهای غالب در زمان‌های مختلف را مهیا می‌کند و روشن می‌سازد که بسامد غالب  $2/4$  هرتز در همه طیف‌ها حضور دارد.

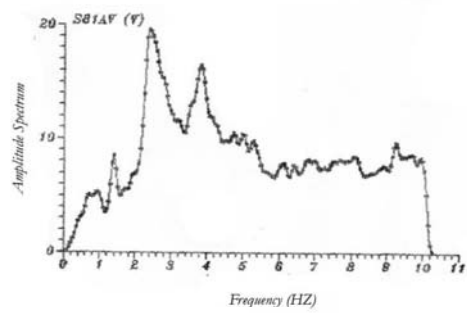




شکل ۶. نمودار تغییرات بسامد بر حسب زمان طیف دامنه مؤلفه قائم ایستگاه شماره ۵. این شکل محدوده بسامدی حضور بسامدهای غالب در زمانهای متفاوت را نشان می دهد. خطوط هم مقدار در این نمودار مقادیر هم دامنه طیف است.

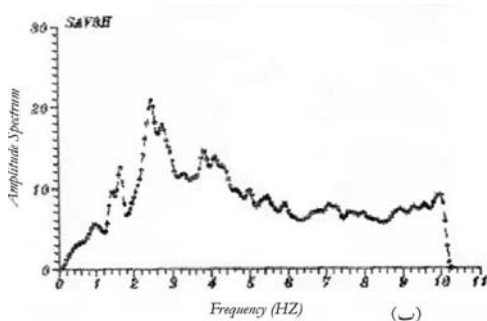


(ب)

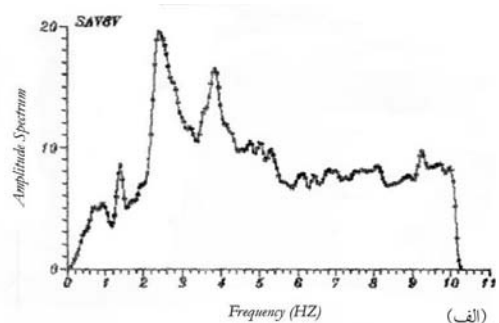


(الف)

شکل ۷. مقایسه میانگین طیف دامنه و طیف توان پنجره ۲۰ ثانیه ای مؤلفه قائم ایستگاه شماره ۵. الف- میانگین طیف دامنه و ب- میانگین طیف توان. این شکل نشان می دهد که بسامد غالب در طیف توان و طیف دامنه یکسان است ولی بسامدهای غالب در طیف توان تیزترند و اثر نوفه پیشا در این طیف کاهش یافته است.

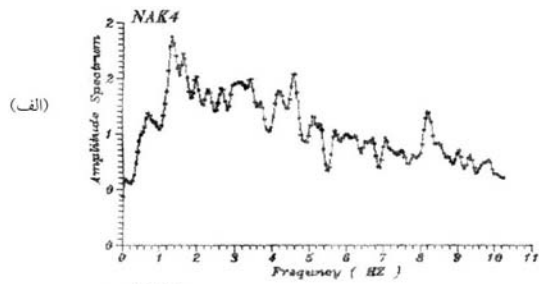


(ب)

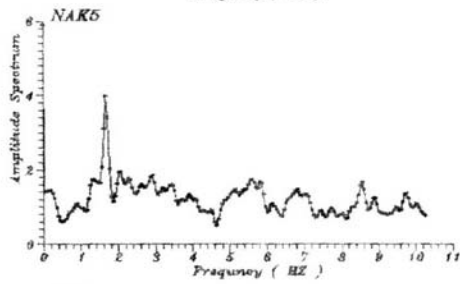


(الف)

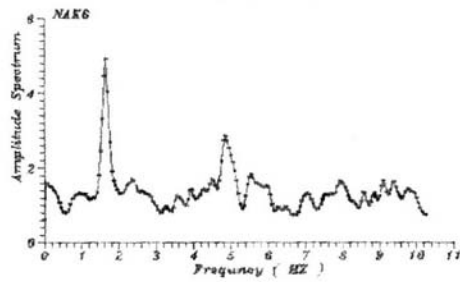
شکل ۸. میانگین طیف دامنه مؤلفه قائم و افقی از ایستگاه ۵ (هم زمان با ایستگاه شماره ۱). الف- میانگین طیف دامنه مؤلفه قائم و ب- میانگین طیف دامنه مؤلفه های افقی.



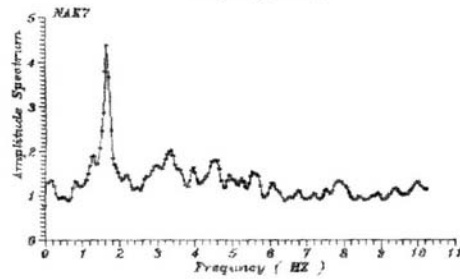
(الف)



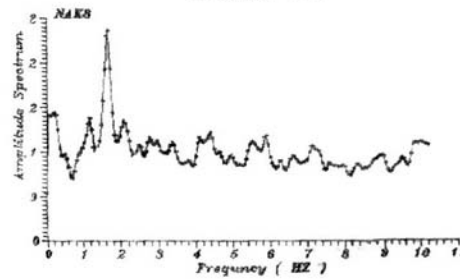
(ب)



(ج)

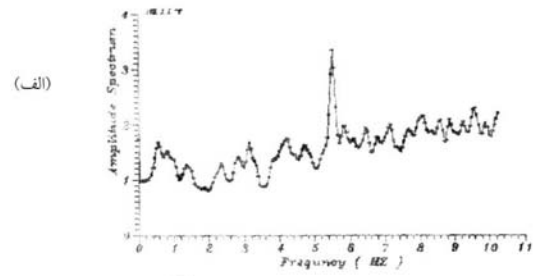


(د)

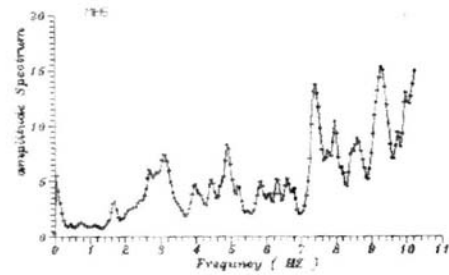


(ه)

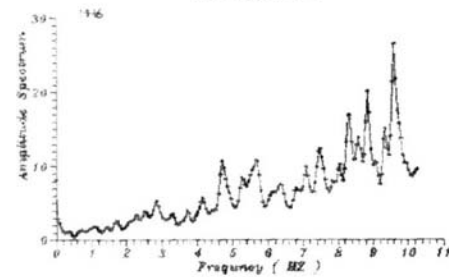
شکل ۱۰. مقایسه روش ناکامورا در ایستگاه‌های مختلف. الف- ایستگاه شماره ۱، ب- ایستگاه شماره ۲، ج- ایستگاه شماره ۳، د- ایستگاه شماره ۴ و ه- ایستگاه شماره ۵. مقایسه این شکل‌ها نشان می‌دهد که بسامد غالب ۱/۶ هرتز در تمام ایستگاه‌ها حضور داشته است. با توجه به موجود بودن بسامد غالب ۱/۶ هرتز روی طیف دامنه محاسبه شده در ایستگاه واقع بر سنگ کف، بسامد فوق مربوط به تشدید آبرفت نیست. پس روش ناکامورا برای تعیین بسامد تشدید ایستگاه‌های فوق ضعیف است.



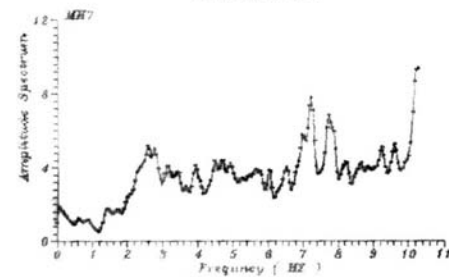
(الف)



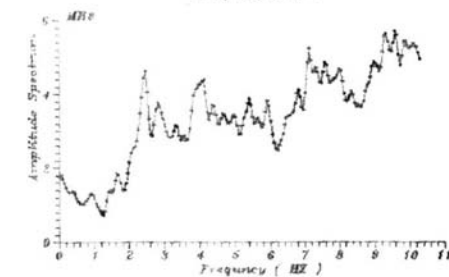
(ب)



(ج)



(د)



(ه)

شکل ۹. مقایسه روش نسبت‌های طیفی (نسبت به ایستگاه واقع بر سنگ کف) در ایستگاه‌های متفاوت. الف- ایستگاه شماره ۱، ب- ایستگاه شماره ۲، ج- ایستگاه شماره ۳، د- ایستگاه شماره ۴ و ه- ایستگاه شماره ۵. مقایسه این شکل‌ها نشان می‌دهد که بسامد تشدید از مقدار ۵/۵ تا ۲/۴ هرتز تغییر پیدا می‌کند. کاهش بسامد تشدید از ایستگاه ۱ به ۵ نشان‌دهنده افزایش پررود طبیعی آبرفت در امتداد پروفیل شمالی- جنوبی است و افزایش پررود طبیعی با شواهد زمین‌شناسی منطقه مطابقت دارد.

- پنجره‌های ۲۰ ثانیه‌ای مناسب تشخیص داده شد.
۳. میانگین‌گیری طیف دامنه همه پنجره‌های ۲۰ ثانیه‌ای در هر ایستگاه باعث بالا رفتن کیفیت طیف دامنه و تشخیص بهتر بسامد غالب شد.
۴. نتایج روشن ساخته است که در مناطق با سطح نوفه بالا استفاده از طیف توان به جای طیف دامنه میکروترموور مناسب‌تر است.
۵. بررسی نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده‌های صحرائی برای محاسبه بسامد تشدید نشان می‌دهد که روش ایستگاه مرجع سنگ کف، نسبت به روش ناکامورا (۱۹۸۹) در این محل کاربرد مفیدتری دارد. بنابراین تعیین پریود غالب خاک در تهران با استفاده از میکروترموورها، به روش ایستگاه مرجع سنگ کف پیشنهاد می‌شود.
۶. میزان بسامد تشدید در این منطقه بین ۵/۵ تا ۲/۴ هرتر تغییر می‌کند.
۷. مقادیر بسامد تشدید در امتداد پروفیل، از شمال به جنوب کاهش می‌یابد به عبارت دیگر پریود غالب آبرفت از شمال به جنوب افزایش می‌یابد. افزایش پریود غالب بیانگر افزایش ضخامت آبرفت در امتداد پروفیل شمالی- جنوبی است که با شواهد زمین‌شناسی منطقه مطابقت دارد.

#### تشکر و قدردانی

با توجه به اینکه قسمتی از هزینه‌های این پژوهش از محل طرح پژوهشی شماره ۶۵۲/۶/۸۸۶ تأمین شده است، بدین‌وسیله از معاون محترم پژوهشی دانشگاه تهران و همکاران ایشان قدردانی به‌عمل می‌آید. از آقای دکتر جواهریان که ما را از راهنمایی‌های پرارزش خود بهره‌مند کرده‌اند تشکر و قدردانی می‌کنیم. از آقای مهندس احمد سدیدخوی و مهندس رضا اژدری که در عملیات صحرائی این طرح همکاری کرده‌اند صمیمانه متشکریم.

بررسی شکل ۱۰ که براساس روش ناکامورا (۱۹۸۹) صورت گرفته است نشان می‌دهد که بسامد غالب ۱/۶ هرتر در همه ایستگاه‌ها به چشم می‌خورد. از آنجایی که این بسامد روی طیف دامنه در ایستگاه مرجع سنگ کف به‌طور غالب مشاهده می‌شود، نمی‌توان آن را به بسامد تشدید آبرفت نسبت داد. بسامد غالب در جایی که آبرفت نیست، خصوصیات منع انرژی را دارد، به چشمه‌های لرزه‌ای محل وابسته است و مشخصه آن محسوب می‌شود. اوجدا و اسکالن (۲۰۰۰) کاربرد روش ناکامورا را در تعیین پریود غالب خاک وقتی لایه سطحی از خاک نرم با رفتار پلاستیک داشته باشد در نقش ابزاری با ارزش یاد کرده‌اند. در این حالت پریود غالب شبیه حالتی است که از رکوردهای حرکت نیرومند و ضعیف زلزله به‌دست آمده باشد.

با توجه به شکل میکروترموورها و طیف آنها، خاک مربوطه از نظر تقسیم‌بندی آئین‌نامه ۲۸۰۰ از نوع دوم است و از نوع رسوبات آبرفتی متراکم است. لذا رفتار این خاک به دلیل پلاستیک نبودن، ممکن است روش ناکامورا را غیرممکن کند.

#### ۷ نتیجه‌گیری

در این پژوهش برای تعیین پریود غالب آبرفت با استفاده از میکروترموورها، اندازه‌گیری‌هایی در منطقه شمال غرب تهران در امتداد پروفیل شمالی- جنوبی در پنج ایستگاه صورت گرفت. پس از پردازش و تفسیر داده‌ها براساس روش ایستگاه مرجع سنگ کف و روش ناکامورا (۱۹۸۹) نتایج زیر به‌دست آمد:

۱. با توجه به بسامدهای غالب و در نظر گرفتن پدیده اختلاط بسامدی، آهنگ نمونه‌برداری ۵۰ در ثانیه مناسب تشخیص داده شد.
۲. برای بررسی حضور بسامدهای غالب در سراسر مدت زمان رکورد ثبت شده، تفکیک کردن طول نگاشت به

- seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2925-2928.
- Kanai, K., and Tanaka, T., 1961, On microtremors, VIII, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, **39**, 97-115.
- Lermo, J., Rodriguez, M., and Singh, S. K., 1988, The Mexico earthquake of september 19, 1985-Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motions data, *Earthquake spectra*, **4**, 805-814.
- Linlu, Yamazaki, F., and Katayama, T., 1992, Soil amplification based on seismometer array and microtremor observations in Chiba, Japan; *Earthq. Eng. and Struc. Dyn.*, **21**, 95-108.
- Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristic estimation of surface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI*, **30**, 25-33.
- Ojeda, A., and Escallon, J., 2000, comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong ground motion records and microtremors in Pereira Colombia, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **20**, Issues 1-4, pp. 137-143.
- Schnable, P.B., Lysmer, J., and Seed, H.B., 1972, SHAKE, a computer program for earthquake response analysis of horizontal layered sites, PRT. No, EERC 72-12, Earthquake Eng. Res. Center, Berkeley, CA.
- Suzuki, T., Adachi, Y. And Tanaka M., 1995, Application of microtremors measurements to the estimation of earthquake ground motions in Kushiro, *Eng. and Struct. Dyn.*, **24**, 595-613.
- منابع  
 مهدویان، ع.، ۱۳۶۴، گزارش مطالعات ژئوفیزیکی دشت تهران و کرج، دفتر مرکزی جهاد سازندگی، واحد مهندسی آب و خاک، بخش ژئوفیزیک.  
 نادری، الف.، ۱۳۷۵، تعیین پریود غالب خاک با استفاده از مایکروترمورها، پایان نامه کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.  
 Apostolidis, P., Raptakis, D., Roumeloti, Z., and Ptilakis, K., 2004, Determination of S-wave velocity structure using microtremors and spac method applied in Thessaloniki (Greece), *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, **24**, 49-67.  
 Dobry, R., Owels, I., and Urzua, A., 1976, Simplified procedure for estimating the fundamental period of a soil profile, *Bulletin of Seismological Society of America*, **66**, 1293-1321.  
 Field, E. H., Clement. A. C., Jacob, K. H., Aharonian, V., Hough, S. E., Friberg. P. A., Babaian, T.O., Karapetian. S. S., Hovanessian. S. M., and Abramian, H. A., 1995, Earthquake site-response study in Giumri (Formerly Abramian, H. A., 1995, Earthquake site-response study in Giumri (Formerly Leninakan), Armenia, using ambient noise observations, *Bulletin of Seismological Soc. of America*, **85**, 349-353.  
 Field, E. H., and Jacob, K., 1993, The theoretical response of sediment layers to ambient