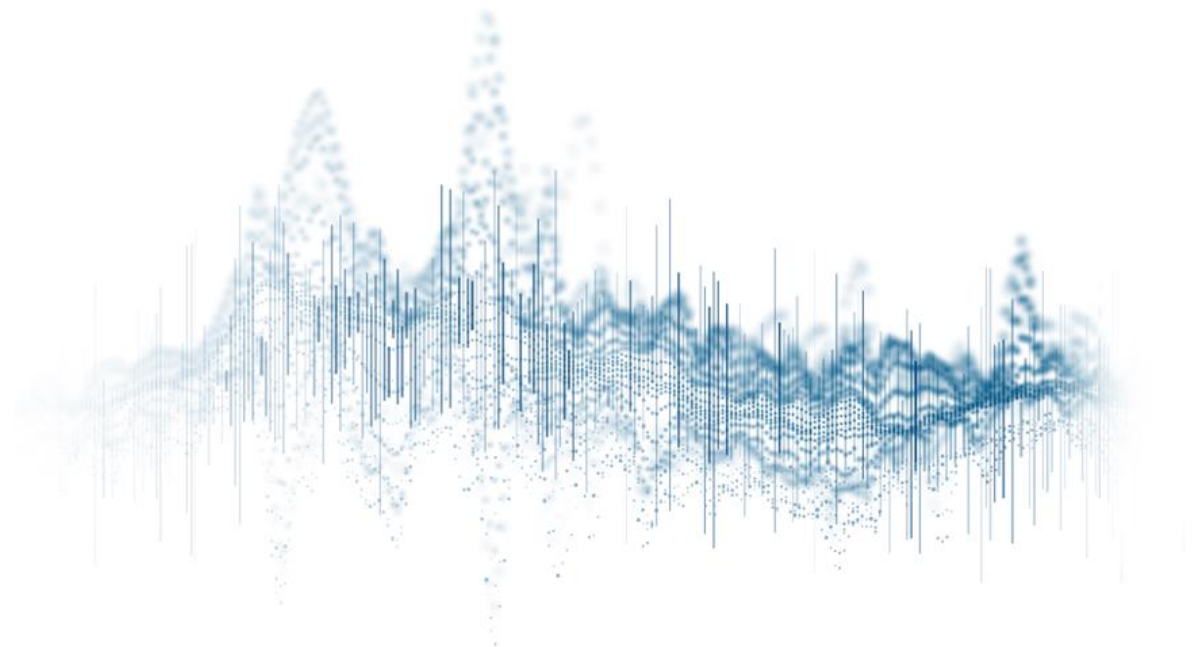


Jarðskjálftavá á höfuðborgarsvæðinu

— Greining skjálftavárlíkinda

Benedikt Halldórsson
Milad Kowsari
Bogi B. Björnsson



Skýrsla

VÍ 2024-002

Jarðskjálftavá á höfuðborgarsvæðinu — Greining skjálftavárlíkinda

Höfundar	Benedikt Halldórsson, Milad Kowsari, Bogi B. Björnsson
Unnið fyrir	Umhverfis, orku og loftslagsráðuneytið
Samvinnuaðilar	Sveitarfélög á höfuðborgarsvæðinu
Gerð skýrslu/verkstig	Hluti verkefnisins: Áhættumat vegna eldgosa og annarrar jarðrænnar náttúruvár fyrir Reykjanesskaga
Verkefnisstjóri	Guðmundur Jósepsson
Yfirfarið af	Jónas Þór Snæbjörnsson, prófessor, Háskólinn í Reykjavík
Samþykkt af	Matthew J. Roberts, framkvæmdastjóri Þjónustu- og rannsóknasviðs VÍ

Veðurstofa Íslands / Icelandic Meteorological Office

Númer	VÍ 2024-002
ISSN	1670-8261
Dagsetning	Desember 2024
Dreifing	Opin
Fjöldi síðna	50
Upplag	Rafræn útgáfa
Verknúmer	3721-0-0019
Málsnúmer	2024-0135
DOI númer	10.33112/VI2025942

Ágrip

Jarðskjálftavá á höfuðborgarsvæðinu hefur verið endurmetin frá grunni með nýrri aðferðarfræði út frá núverandi stöðu þekkingar. Kennistærð jarðskjálftavár er hámarkshröðun í lárétta stefnu á yfirborði jarðar. Greining á skjálftavárlíkindum tilgreinir líkur á því að hámarkshröðun verði stærri en tiltekið gildi á ákveðnum stað og á ákveðnu tímabili á höfuðborgarsvæðinu. Niðurstöðurnar hafa verið settar fram sem skjálftavárlíkindakort fyrir hámarkshröðun með 10% líkur á 50 ára tímabili á umframgildi. Hámarkshröðun í helstu sveitarfélögum á höfuðborgarsvæðinu hefur einnig verið metin fyrir mismunandi válíkindi. Almenn séð hækkar hámarkshröðun eftir því sem nær dregur brotabelti Reykjaness og Suðurlands, sem liggur eftir flekaskilunum á Reykjanesskaga og á Suðurlandi. Meðaltal hámarkshröðunar í þéttbýli á höfuðborgarsvæðinu er á bilinu 7% til 22% af þyngdarhröðun jarðar (g, 9,81 m/s²). Hröðunin er hæst sunnan til á svæðinu en lækkar til norðurs. Samanburður við núgildandi skjálftavárlíkindakort í þjóðarskjali Íslands fyrir Eurocode 8 byggingarstaðalinn, sýnir að kortin eru í stórum dráttum áþekk. Gerð hefur verið ítarleg greining á óvissu í grunnþáttum jarðskjálftavár og áhrifin á óvissu skjálftavárlíkinda og hámarkshröðun metin sérstaklega. Niðurstöðurnar sýna að munurinn á núgildandi skjálftavárlíkindakorti og því endurmetna er minni en óvissa í skjálftavármati. Niðurstöðurnar benda því ekki til þess að grundvallarbreytingu þurfi að gera á forsendum jarðskjálftahönnunar á höfuðborgarsvæðinu. Hins vegar gefur nýtt mat mun ítarlegri upplýsingar og raunhæfari mynd af áreiðanleika skjálftavármats, sem hingað til hefur verið ókannað. Skjálftavárkortinu sem hér er lagt fram er því ætlað að auka nákvæmni og áreiðanleika þeirra forsenda sem jarðskjálftahönnun byggir á.

Lykilorð: jarðskjálfti, vá, hætta, hröðun, líkindi, skjálftavárlíkindi, skjálftavárlíkindakort, óvissa, greining, hönnun, brotabelti, Reykjanes, Suðurland

Abstract

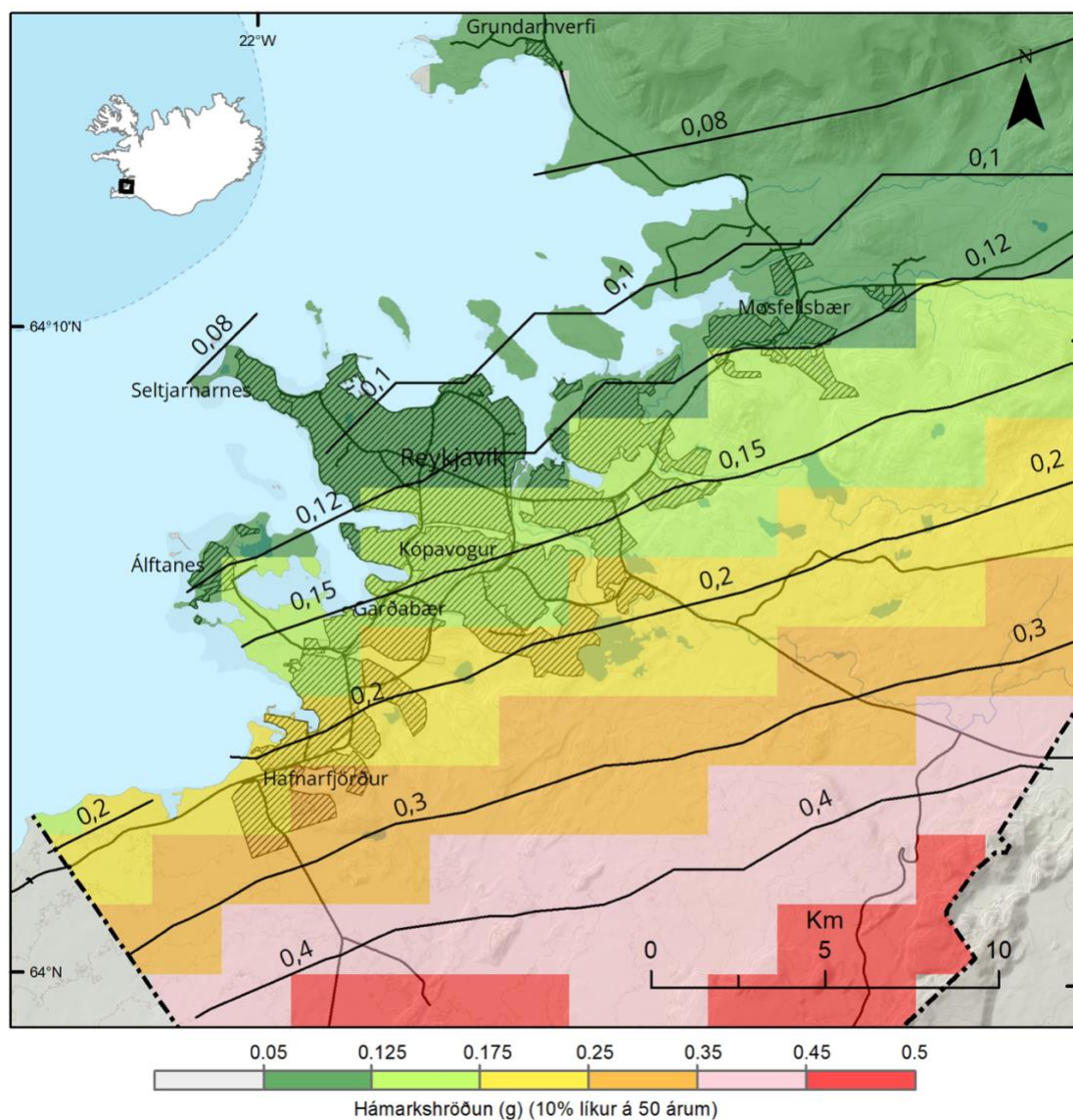
The probabilistic seismic hazard assessment (PSHA) for the Capital region of Iceland has been reassessed on the basis of state-of-the-art information, knowledge and models of the fundamental inputs required for a robust PSHA. This includes the quantification of the uncertainty of the seismic hazard. The probabilistic seismic hazard is given as the horizontal peak ground acceleration (PGA) that is associated with a particular probability of being exceeded over a time period of a specific duration. Hazard maps showing PGA with a 10% probability of exceedance over 50 years are presented. Furthermore, PGA for the municipalities of the region have been tabulated for various probabilities of exceedance. PGA levels (in units of the acceleration of gravity, $g=9.81 \text{ m/s}^2$) with a 10% probability of exceedance over a 50 year period are in the range of 7–22% in the urban Capital region, highest in the southern part of the urban region and lowest in the northern part. Comparison of the new and previous hazard map, the National Annex to Eurocode 8, shows that they are generally similar, both in pattern and values. In particular, their differences are in general smaller than the inherent uncertainty of the seismic hazard, which has been quantified in this study. Therefore, the results do not suggest that a fundamental change in the seismic design considerations is required for the capital region. The results however bring to light the reliability of the hazard values that contributes to improved and more efficient earthquake resistant design of structures in the Capital region.

Key words: earthquake, hazard, acceleration, probabilities, probabilistic seismic hazard, maps, analysis, design, transform zone, Reykjanes, South Iceland

Samantekt

Jarðskjálftavá á höfuðborgarsvæðinu hefur verið endurmetin út frá nýjum líkönum af þeim grunnþáttum sem formlegt mat á skjálftavárlíkindum byggir á. Hér er um að ræða nýja skilgreiningu á upptakasvæðum jarðskjálfta sem helst hafa áhrif á höfuðborgarsvæðið og jarðskjálftavirkni skjálftasvæðanna, ásamt nýjum líkönum af breytileika á útslagi jarðskjálftabylgna eftir jarðskjálftastærð og fjarlægð athugunarstaðar frá upptökum.

Með jarðskjálftavá eða skjálftavá er átt við titring í jörðu af völdum jarðskjálfta sem hefur áhrif á hið manngerða umhverfi. Kennistærð skjálftavár er hámarkshröðun í lárétta stefnu á yfirborði jarðar vegna jarðskjálfta. Greining á skjálftavárlíkindum fyrir sérhvern stað setur fram líkur á því að hámarkshröðunin verði stærri en tiltekið gildi á tímabili af tiltekinni lengd. Skjálftavárlíkindi hafa þannig verið endurmetin fyrir allt höfuðborgarsvæðið og er framsetning þeirra fyrst og fremst í formi skjálftavárlíkindakorts sem sýnir gildi hámarkshröðunar. Nýtt hámarkshröðunarkort fyrir þéttbýli höfuðborgarsvæðisins má sjá hér að neðan (sbr. Mynd 12 og Mynd 13):



Kortið sýnir að gildi hámarkshröðunar á höfuðborgarsvæðinu eykst með aukinni nálægð við upptakasvæði jarðskjálfta á brotabeltinu sem liggur eftir flekaskilunum á sunnanverðum Reykjanesskaga og á Suðurlandi. Þannig er hámarkshröðunin hæst í suðurbyggðum höfuðborgarsvæðisins en lækkar eftir því sem norðar dregur. Hröðunargildin liggja á bilinu 0,07 g til 0,22 g, úti fyrir Seltjarnarnesi annars vegar að Elliðavatni hins vegar, og á bilinu 0,23 g til 0,11 g frá Hafnarfirði annars vegar til Mosfellsbæjar hins vegar (g er þyngdarhröðun jarðar, $9,81 \text{ m/s}^2$). Þessi hámarkshröðunargildi hafa 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili, jafngildir 475 ára endurkomutíma hröðunar, en slík skjálftavárlíkindi eru alþjóðleg viðmið í jarðskjálftahönnun hefðbundinna bygginga.

Greiningin setur einnig fram ráðandi sviðsmyndir jarðskjálfta fyrir hvern stað, gefnar með stærð jarðskjálfta og fjarlægð til upptaka hans, sem leggja mest til hámarkshröðunarinnar, að gefnum ákveðnum skjálftavárlíkindum. Ráðandi sviðsmynd fyrir miðbæjar Reykjavíkur eru skjálftar ~6,25–6,5 að stærð í ~15–20 km fjarlægð (að skjálftasprungu), en skjálftar að stærð ~6,5 í ~10–15 km fjarlægð eru ráðandi í skjálftavá úthverfa Reykjavíkur og syðri byggða höfuðborgarsvæðisins. Ráðandi sviðsmynd fyrir Hafnarfjörð eru skjálftar ~6 að stærð í ~5–10 km fjarlægð. Þessar sviðsmyndir benda til jarðskjálfta sem eiga sér stað í í Brennisteinsfjöllum, og frá Kleifarvatni að Bláfjöllum.

Ítarlegt mat á óvissu hámarkshröðunar hefur einnig verið gert og til viðbótar meðaltali hámarkshröðunar er meginbil hennar einnig sett fram. Meginbil er mælikvarði á stærð óvissu, en slíkt mat er afar mikilvægt því þótt munur geti verið á meðaltali hámarkshröðunar tveggja staða þá þarf munurinn ekki að vera marktækur ef meginbilin skarast mikið. Sem dæmi má nefna að meginbil hröðunar á höfuðborgarsvæðinu er tiltölulega stöðugt og fyrir hámarkshröðun með meðaltalið 0,10 g liggur meginbilið frá 0,07 g til 0,15 g, og fyrir hámarkshröðun með meðaltalið 0,16 g liggur meginbilið frá 0,11 g til 0,24 g.

Nýtt hámarkshröðunarkort má bera saman við núgildandi hröðunarkort fyrir jarðskjálftahönnun mannvirkja, sem er þjóðarskjal Íslands með Evrópustaðlinum. Í meginatriðum svipar núgildandi skjálftavárlíkindakorti mikið til hins endurmetna (sjá Mynd 21). Munur þeirra á milli er mismunandi eftir staðsetningu og er mestur nyrst og minnstur syðst í þéttbýli höfuðborgarsvæðisins. Tölulega séð munar í flestum tilfellum minna en ~0,05 g, sem er minna en meginbil hröðunar á hverjum stað.

Endurmat skjálftavárlíkinda fyrir höfuðborgarsvæðið bendir því ekki til þess að grundvallarbreytingu þurfi að gera á forsendum jarðskjálftahönnunar á höfuðborgarsvæðinu. Hins vegar gefur nýtt mat mun ítarlegri upplýsingar um eiginleika hámarkshröðunar á höfuðborgarsvæðinu og þær ráðandi sviðsmyndir jarðskjálfta sem hafa mest áhrif á höfuðborgarsvæðið, sem og stærð óvissu hámarkshröðunar. Slíkt er til þess fallið að gefa raunhæfari mynd af áreiðanleika skjálftavármats sem hingað til hefur verið ókannað, treysta forsendur jarðskjálftahönnunar á höfuðborgarsvæðinu, og bæta ákvarðanatöku hagsmunaðila til áhættustýringar gegn jarðskjálftum.

Efnisyfirlit

Ágrip.....	2
Abstract	3
Samantekt	4
Myndaskrá	7
Töfluskrá.....	8
1 Inngangur.....	9
1.1 Höfuðborgarsvæðið	9
1.2 Jarðfræði Reykjanesskaga	10
1.3 Jarðskjálftavirkni	13
2 Jarðskjálftavá	15
2.1 Jarðskjálftavá og vólíkindi	15
2.2 Forsendur og líkön.....	16
2.2.1 Jarðskjálftar á brotabeltinu	16
2.2.2 Jarðskjálftavirkni brotabeltisins	17
2.2.3 Dvínun jarðskjálftahreyfinga	19
2.3 Greining skjálftavárlíkinda	24
2.3.1 Skjálftavárlíkindaferlar	26
2.3.2 Skjálftavárlíkindakort	28
2.3.3 Ráðandi sviðsmyndir jarðskjálfta	31
2.3.4 Óvissugreining	34
3 Samanburður við núgildandi skjálftavárlíkindakort	38
4 Niðurstöður.....	42
Heimildir	44

Myndaskrá

Mynd 1. Höfuðborgarsvæðið, mörk þess, umfang þéttbýlis, landslag og helstu innviðir. ...	9
Mynd 2. Höfuðborgarsvæðið, Reykjaness, og helstu einkenni jarðfræði, flekaskila og jarðskjálftavirkni.....	12
Mynd 3. Afstaða höfuðborgarsvæðisins til brotabeltis Suðurlands og Reykjaness, flekaskilanna, og áætluðum mörkum brotabeltisins.....	14
Mynd 4. Dæmi um raungerðar slembistaðsetningar stærstu þvergengja á brotabeltum Suðurlands og Reykjaness samkvæmt nýju sprungulíkani brotabeltisins.	18
Mynd 5. Jarðskjálftavirkniferlar, oft kenndir við Gutenberg-Richter, Suðvesturlands sem sýna árlega tíðni jarðskjálfta.....	19
Mynd 6. Ferlar sem sýna dvínun hámarkshröðunar með fjarlægð frá jarðskjálftasprungu sem á verður jarðskjálfti af stærðinni 5,2, 6,4 og 7,2.....	21
Mynd 7. Hámarkshröðun yfirborðs jarðar í sviðsmyndum jarðskjálfta fyrir hámarksstærð skjálfta eftir staðsetningu frá vestri til austurs á brotabelti Suðurlands og Reykjaness ...	22
Mynd 8. Dæmi um hermda gerviskjálftaskrá fyrir 3000 ára tímabil.	24
Mynd 9. Mörk höfuðborgarsvæðisins ásamt staðsetningum gervistaða sem skjálftavá er reiknuð fyrir, þeim athugunarstöðum í þéttbýli sem skjálftavá er reiknuð sérstaklega fyrir, ásamt lang- og þversniði í þéttbýli.	25
Mynd 10. Skjálftavárlíkindaferlar fyrir Reykjavík.	26
Mynd 11. Samanburður á skjálftavárlíkindaferlum fyrir langsnið frá Seltjarnarnesi að Elliðavatni og þversnið frá Hafnarfirði að Mosfellsbæ.....	27
Mynd 12. Skjálftavárlíkindakort fyrir höfuðborgarsvæðið sem sýnir lárétta hámarkshröðun yfirborðs jarðar með 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili.....	29
Mynd 13. Skjálftavárlíkindakort fyrir höfuðborgarsvæðið sem sýnir lárétta hámarkshröðun yfirborðs jarðar með 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili. Kortið sýnir það sama og fyrri mynd nema í stærri kvarða fyrir þéttbýli höfuðborgarsvæðisins.	30
Mynd 14. Skjálftavárlíkindaferill fyrir Reykjavík og framlag sviðsmýnda jarðskjálfta til hámarkshröðunar með 50%, 10%, 4% og 2% líkur á umframgildum á 50 ára tímabili.	31
Mynd 15. Skjálftavárlíkindaferlar fyrir þrjá staði í Reykjavík (miðbæ, miðju og úthverfi) og tilsvareandi framlag sviðsmýnda jarðskjálfta.....	32
Mynd 16. Skjálftavárlíkindaferlar fyrir Seltjarnarnes, Álftanes og Mosfellsbæ ásamt tilsvareandi framlagi sviðsmýnda jarðskjálfta.....	33
Mynd 17. Skjálftavárlíkindaferlar fyrir Kópavog, Garðabæ, og Hafnarfjörð ásamt tilsvareandi framlagi sviðsmýnda jarðskjálfta.....	34
Mynd 18. Miðjur og meginbil hámarkshröðunar eftir skjálftavárlíkindum Reykjavík.....	36
Mynd 19. Núgildandi skjálftavárlíkindakort fyrir Ísland, Þjóðarskjal Íslands fyrir Eurocode 8 Evrópustaðalinn.....	38

Mynd 20. Skjálftavárlíkindakort fyrir höfuðborgarsvæðið, Þjóðarskjal Íslands fyrir Eurocode 8 Evrópustaðalinn.39

Mynd 21. Samanburður á nýju skjálftavárlíkindakorti fyrir höfuðborgarsvæðið og núgildandi skjálftavárkortu skv. Þjóðarskjali Íslands fyrir Eurocode 8.40

Töfluskrá

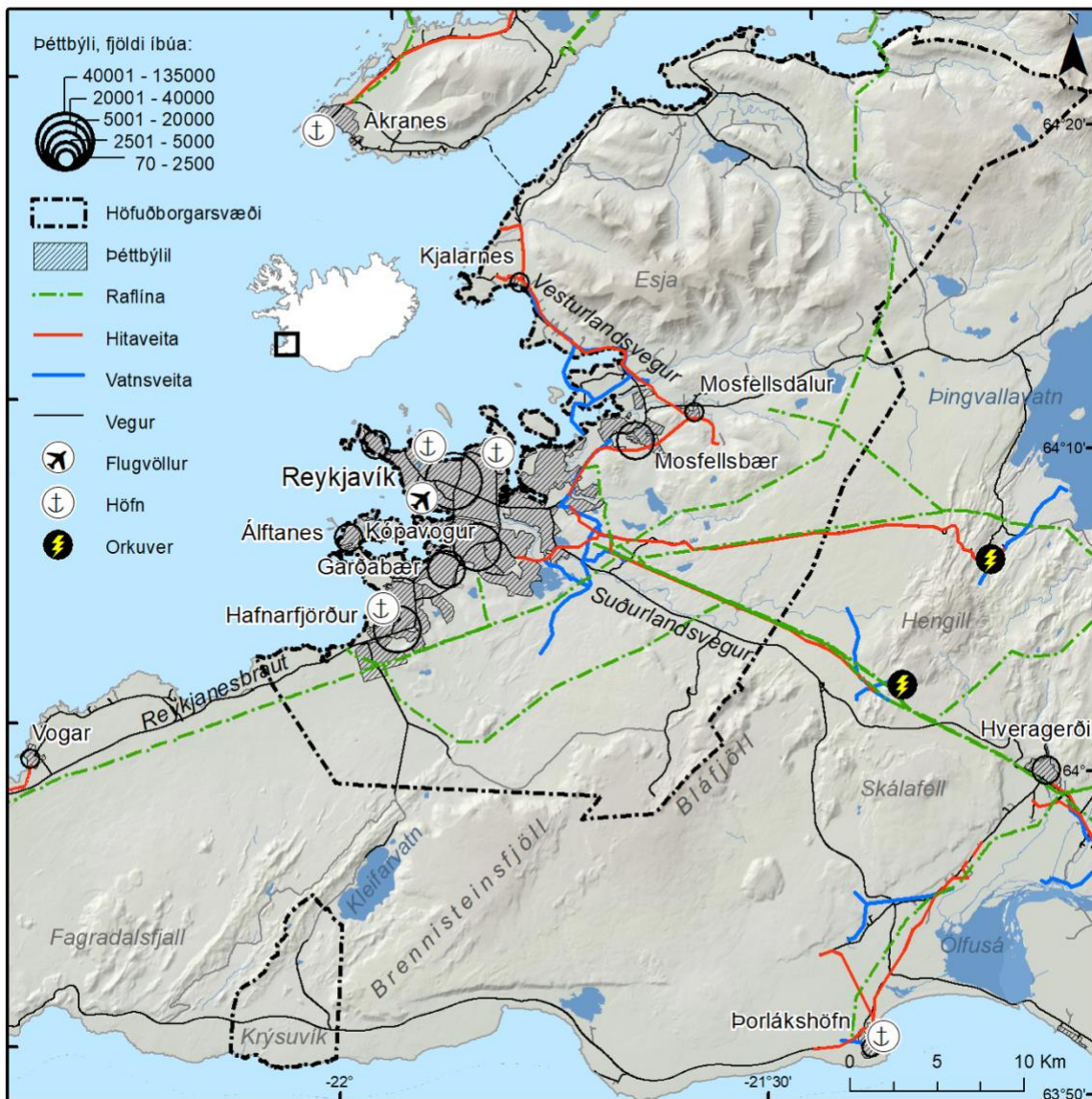
Tafla 1. Líkan af skiptingu brotabeltis Suðurlands og Reykjaness eftir hámarks jarðskjálftastærðum og hámarksbreidd sprungna.17

Tafla 2. Jarðskjálftavá þéttbýlisstaða á höfuðborgarsvæðinu fyrir mismunandi válíkindi/endurkomutíma. Hámarkshröðun er sett fram með miðju (meðaltali) og meginbili, sem gefur til kynna stærð óvissu.37

1 Inngangur

1.1 Höfuðborgarsvæðið

Athugunarsvæðið er höfuðborgarsvæðið sem samanstendur af Reykjavíkurborg og fimm nágrannasveitarfélögum. Svæðið nær suður frá Straumsvík sunnan Hafnarfjarðar og norður að botni Hvalfjarðar. Þetta er þéttbýlasta svæði Íslands sem telur 254.052 manns (Þjóðskrá, janúar 2024) og er 1.062 km² að stærð. Einnig telst svæðið frá Krýsuvík að Kleifarvatni til höfuðborgarsvæðisins. Mörk höfuðborgarsvæðisins og helstu innviðir (veitur, samgöngur, orkuver, o.fl.) eru sýnd á Mynd 1.



Mynd 1. Höfuðborgarsvæðið, mörk þess, umfang þéttbýlis, landslag og helstu innviðir.

Jarðfræðilega séð er höfuðborgarsvæðið hluti af Reykjanesskaga. Reykjanesskagi er þekktur fyrir þau eldstöðvakerfi og tilheyrandi sprungusveima þeirra sem liggja frá suðvestri til norðausturs. Byggðir höfuðborgarsvæðisins liggja að mestu leiti utan skilgreindra eldstöðvakerfa. Efstu byggðir Kópavogs og austasti hluti Mosfellsbæjar liggja þó innan nyrsta hluta eldstöðvakerfis Krýsuvíkur (Mynd 2). Mjög lítið er um yfirborðssprungur á svæðinu en þær helstu er að finna innan áðurnefnds eldstöðvakerfis (Páll Einarsson o.fl., 2018) (Mynd 2). Svæðið liggur einnig utan þess svæðis sem afmarkast af smáskjálftavirkni á flekaskilunum, en miðlína þeirra er talin liggja u.þ.b. VSV-ANA eftir sunnanverðum Reykjanesskaga. Þá er einnig talið að norður-suður þvergengi brotabeltis Reykjaness liggji samhverft um miðlínu flekaskilanna og séu nálægt fyrirhuguðu svæði en nái ekki inn á það. Stærsti hluti höfuðborgarsvæðisins stendur á grágryti sem er að öllum líkindum myndað í dyngjugosum á löngum tíma en aldur Reykjavíkurgrágrytisins er ekki vel þekktur, einungis að það er eldra en ~120 þúsund ára. Á nútíma (síðustu 10 þúsund árum) hafa hraun frá eldstöðvakerfum Krýsuvíkur og Brennisteinsfjalla runnið inn á svæðið sem nú er byggt. Innan eldstöðvakerfis Krýsuvíkur eru: Búrfellshraun (~7300 ára), Óbrinnishólhraun (~2000 ára) og Kapelluhraun (~870 ára). Innan eldstöðvakerfis Brennisteinsfjalla eru: Skúlatúnshraun (<7000 ára), Leitahraun og Elliðavogshraun (~4700 ára) og Tvíbollahraun (~1070 ára).

Reykjanesskagi er afar virkt jarðskjálftasvæði eins og Mynd 2 gefur til kynna þar sem flekaskilin og dreifing jarðskjálfta á brotabelti Reykjaness er sýnd ásamt afstöðu til helstu þéttbýliskjarna á Reykjanesi. Gerð er nánari grein fyrir jarðfræði Reykjaness og vesturhluta Suðurlandsundirlendisins ásamt tengdri jarðskjálftavirkni í nágrenni höfuðborgarsvæðisins í köflum 1.2 og 1.3.

1.2 Jarðfræði Reykjanesskaga

Ísland er eyja í Norður-Atlantshafi sem hefur risið úr hafi vegna umfangsmikils möttulstróks sem orsakar mikla staðbundna eldvirkni. Í gegnum Ísland liggur einnig Mið-Atlantshafshryggurinn, flekaskil Evrasíu- og Norður-Ameríkuflekanna. Ísland er því einn fárfa staða á jörðinni þar sem úthafshryggur liggur yfir sjávarmáli og þessi samverkun möttulstróks og úthafshryggjar gerir Ísland að virkasta eldfjalla- og jarðskjálftasvæði í norðanverðri Evrópu. Úthafshryggurinn liggur að landinu við suðvesturhorn Reykjaness, kallast þar Reykjaneshryggur, og út frá miðju Norðurlandi þar sem Kolbeinseyjarhryggur liggur (Thor Thordarson & Armann Hoskuldsson, 2002). Birtingarmyndir fráreks úthafshryggjarins á landi eru nefnd rekbelti en frárekinu fylgir mikil eldvirkni og því er að jafnaði einnig talað um þau sem gosbelti. Innan gosbeltanna eru eldstöðvakerfi sem samanstanda af megineldstöð og/eða sprungusveimi (Kristján Sæmundsson, 1979). Í gegnum jarðfræðilega sögu Íslands hafa rekbelti hliðrast til vegna tengingar þeirra við miðju möttulstróks Íslands sem talin er vera undir norðvestanverðum Vatnajökli. Við slíka hliðrun hafa myndast tvö stór þverbrotabelti þar sem hjárek Evrasíu- og Norður-Ameríkuflekanna á sér stað, annars vegar Tjörnes brotabeltið, á og undan Norðurlandi, og hins vegar brotabelti Suðurlands og Reykjaness. Þessi þverbrotabelti eru virkustu

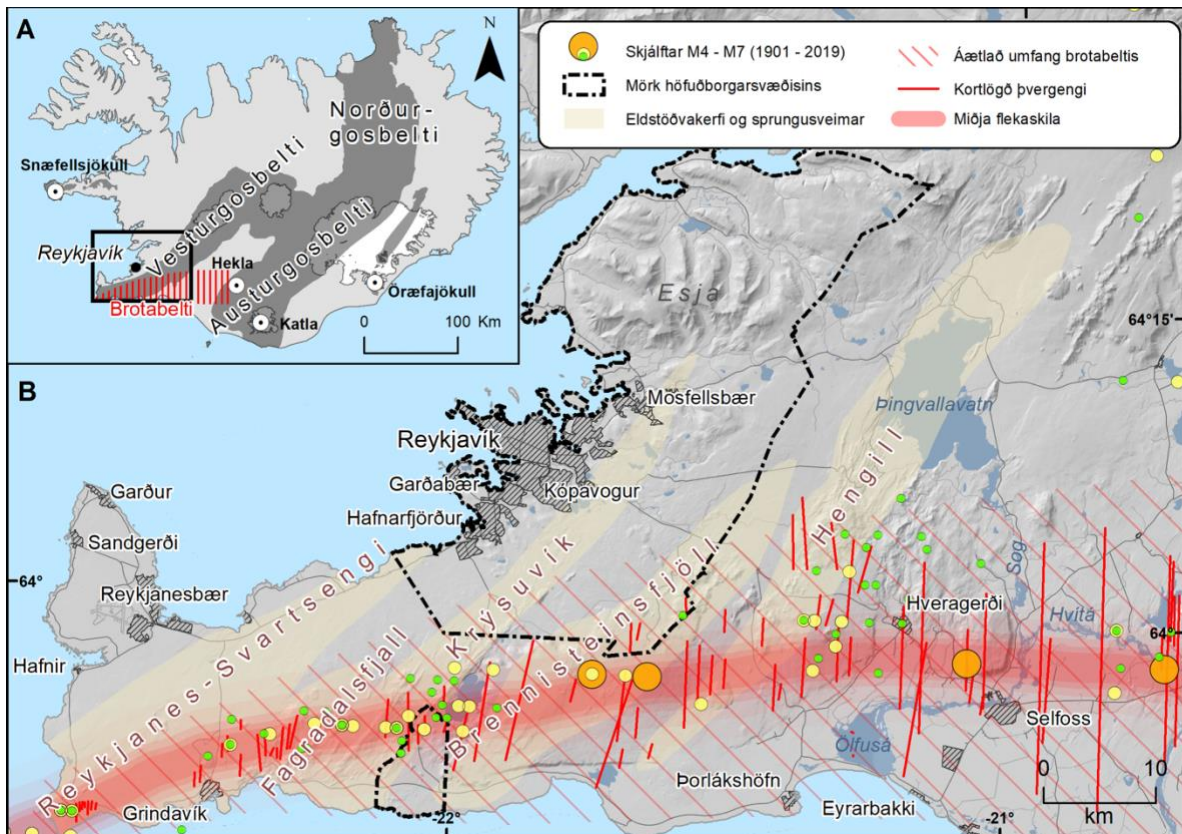
jarðskjálftasvæði landsins og á þeim verða stærstu jarðskjálftar á Íslandi (Páll Einarsson, 2014).

Höggun (tektóník) Reykjanesskagans er flókin vegna samspils gliðunarbeltis af völdum flekareks, og þverbrotabeltis sem tengir Reykjaneshrygg við Austurgosbeltið. Ummerki gliðunar á Reykjanesi eru greinileg og koma fram sem gígar og gígaraðir, gjár og misgengi, og móbergshryggir sem flest hafa stefnuna norðaustur-suðvestur. Ummerki þverbrotabeltisins á Reykjanesi eru ógreinilegri og eflaust að miklu leyti hulin hraunum, en koma fram sem minniháttar skástígar gjár eða hnikunarlínur á yfirborði sem liggja norður-suður og slík ummerki má rekja eftir Reykjanesskaga frá austri til vesturs (sjá t.d., Amy E. Clifton & Simon. A. Kattenhorn, 2006; Páll Einarsson, 2014; Sigrún Hreinsdóttir o.fl., 2001; Kristján Sæmundsson & Magnús Á Sigurgeirsson, 2013; Eysteinn Tryggvason, 1973).

Eldstöðvakerfi Reykjanesskaga eru Reykjanes, Svartsengi, Fagradalsfjall, Krýsuvík og Brennisteinsfjöll, og liggja þau skástíga á skaganum frá vestri til austurs. Hengill er næsta kerfi til austurs og kerfið er stundum talið með eldstöðvakerfum Reykjanesskaga en það liggur eftir Vesturgosbeltinu sem liggur allt frá Heiðinni háu og til Langjökuls. Eldstöðvakerfin eru 5–15 km breið og 30–50 km löng, en ekkert þeirra hefur skilgreinda megineldstöð. Öll sýna þau mesta framleiðni þar sem sprungusveimarnir þvera flekaskilin og þar eru jarðhitakerfi svæðanna en kerfin hafa öll þróuð háhitakerfi nema Fagradalsfjall (Kristján Sæmundsson & Magnús Á Sigurgeirsson, 2013).

Töluverð þekking er á virkni Reykjanesskagans síðustu 4000 ár sem bendir til þess að á skaganum öllum skiptist á gosskeið og goshlé. Gosskeiðin virðast standa í nokkur hundruð ár (400-500 ár), þar sem kvikutengd gliðunartímabil og/eða eldvirkni sem einkennist af flæðigosum gengur yfir NA-SV stefnandi eldstöðvakerfin. Yfir lengri tímabil (600-800 ár) eru svo goshlé þar sem jarðskjálftavirkni þverbrotabeltisins er ríkjandi (Mynd 2). Sé horft á þekkta virkni stakra eldstöðvakerfa sést að goshlé þeirra eru mun lengri, eða að meðaltali um 1000 ár (sjá t.d., Sveinbjörn Björnsson o.fl., 2020; Sigrún Hreinsdóttir o.fl., 2001; Kristján Sæmundsson & Magnús Á Sigurgeirsson, 2013).

Svo virðist sem goslotur eða eldar gangi yfir öll kerfi Reykjanesskagans á svipuðum tíma. Síðustu 3500 árin eru vísbendingar um að virkni hefjist austan til á skaganum og flytjist svo vestar, þ.e. eldstöðvakerfi Brennisteinsfjalla virðist hafa tilhneygingu til að hefja virkni, Krýsuvíkur kerfið fylgir svo í kjölfar þess, þá Svartsengi og loks Reykjanes (Kristján Sæmundsson & Haukur Jóhannesson, 2006; Kristján Sæmundsson & Magnús Á Sigurgeirsson, 2013). Þegar gos hófst í Fagradalsfjalli í mars 2021 sannaðist enn og aftur að þrátt fyrir að ákveðin mynstur séu sjáanleg í virkni og hegðun eldstöðva eru þau langt í frá ófrávíkjanleg. Á síðasta gosskeiði (u.þ.b. 800–1240 e.Kr.) gaus á fjórum af fimm eldstöðvakerfum Reykjanesskagans og fluttist gosvirkni milli eldstöðvakerfa með 30-150 ára millibili (Kristján Sæmundsson & Magnús Á Sigurgeirsson, 2013). Flæðigos eru einkennisgos kerfanna en gos geta einnig orðið í sjó á eldstöðvakerfi Reykjaness en þeim gosum getur fylgt gjóskufall. A.m.k. sex slíkra er getið á tímabilinu 1210–1240 e. Kr. (Magnús Á. Sigurgeirsson, 1995).



Mynd 2. Afstaða höfuðborgarsvæðisins til Reykjaness ásamt helstu einkennum jarðfræði, flekaskila og jarðskjálftavirkni. Skjálftamiðjur helstu jarðskjálfta árána 1901-2019 eru sýndar þar sem afstæður stærðarmunur skjálfta er gefinn til kynna með misstórum skífum. Staðsetningar þekktra brotabeltissprungna eru sýndar með heildregnum línun. Punktalína sýnir mörk athugunarsvæðisins.

Gos á Reykjanesskaga hafa verið flokkuð í stærðarflokka eftir magni gosefna þannig að lítil gos mynda $<0,1 \text{ km}^3$, meðalstór $0,1\text{-}0,5 \text{ km}^3$ og stór $>0,5 \text{ km}^3$ (Magnús Á. Sigurgeirsson & Sigmundur Einarsson, 2019). Þegar Krýsuvíkureldar (1155-1188 e.Kr.) og Reykjaneseldar (1210-1240 e.Kr.) áttu sér stað mynduðu stök gos innan goslotunnar annars vegar $<0,1 \text{ km}^3$ af gosefnum, og hins vegar gosefni á bilinu $0,1$ til $0,5 \text{ km}^3$. Flest hraun á Reykjanesskaga eru innan við $0,2 \text{ km}^3$, þau stærstu $0,4\text{-}0,5 \text{ km}^3$ og lengst hafa þau runnið um 15 km frá upptökum (Kristján Sæmundsson & Magnús Á. Sigurgeirsson, 2013). Frá árinu 2021 hefur þrisvar gosið í Fagradalsfjalli (Geldingadalir 2021, Meradalir 2022 og Litli-Hrútur 2023), fyrsta gosið var stærst og stóð lengst en þá mynduðust $0,15 \text{ km}^3$ sem flokkast þá sem meðalstórt gos. Í gosinu við Meradali og Litla-Hrút komu upp $0,011$ og $0,015 \text{ km}^3$ en þau gos myndu flokkast sem lítil gos. Í október 2023 hófst svo umbrotahrina í eldstöðvakerfi Svartsengis og við ritun þessarar skýrslu hefur gosið sex sinnum á Sundhnúksgráðönni. Þrjú fyrstu gosin stóðu í mjög skamman tíma ($\sim 25\text{-}60$ klst. frá upphafi til enda en mesti krafturinn í þeim var á fyrstu klukkutímunum), fjórða gosið stóð yfir í 54 daga og það fimmta í 24 daga. Í þessum gosum er áætlað að $0,002\text{-}0,04 \text{ km}^3$ af gosefnum hafi komið upp og þau teljast því öll til lítilla gosa á skaganum. Summa gosefna er þó komin yfir $0,1 \text{ km}^3$ og hraunið sem hefur myndast í gosunum fimm er því komið í flokk meðalstórra hrauna. Færa má rök fyrir því að án þeirrar vitneskju sem við höfum um tilurð

hraunna væri hraunið skilgreint sem einn atburður þar sem hraunin liggja hvert ofaná öðru en gott er að hafa það í huga þegar stærðir hrauna af mismunandi aldri eru bornar saman.

Athugunarsvæði þessarar skýrslu er höfuðborgarsvæðið en byggðir þess liggja að mestu leiti utan skilgreindra eldstöðvakerfa. Efstu byggðir Kópavogs og austasti hluti Mosfellsbæjar liggja þó innan nyrsta hluta eldstöðvakerfis Krýsuvíkur (Mynd 2). Mjög lítið er um yfirborðssprungur á svæðinu en þær helstu er að finna innan áðurnefnds eldstöðvakerfis (Páll Einarsson o.fl., 2018) (Mynd 2). Svæðið liggur einnig utan þess svæðis sem afmarkast af smáskjálftavirkni á flekaskilunum, en miðlína þeirra er talin liggja u.þ.b. VSV-ANA eftir sunnanverðum Reykjanesskaga. Þá er einnig talið að norður-suður þvergengi brotabeltis Reykjaness liggi samhverft um miðlínu flekaskilanna og séu nálægt fyrirhuguðu svæði en nái ekki inn á það. Stærsti hluti höfuðborgarsvæðisins stendur á grágrýti sem er að öllum líkindum myndað í dyngjugosum á löngum tíma en aldur Reykjavíkurgrágrýtisins er ekki vel þekktur, einungis að það er eldra en ~120 þúsund ára. Á nútíma (síðustu 10 þúsund árum) hafa hraun frá eldstöðvakerfum Krýsuvíkur og Brennisteinsfjalla runnið inn á svæðið sem nú er byggt. Þessi hraun eru: Búrfellshraun (~7300 ára), Óbrinnishólhraun (~2000 ára) og Kapelluhraun (~870 ára), upprunnin innan Krýsuvíkur, Skúlatúnshraun (<7000 ára), Leitahraun og Elliðavogshraun (~4700 ára) og Tvíbollahraun (~1070 ára) upprunnin innan Brennisteinsfjalla.

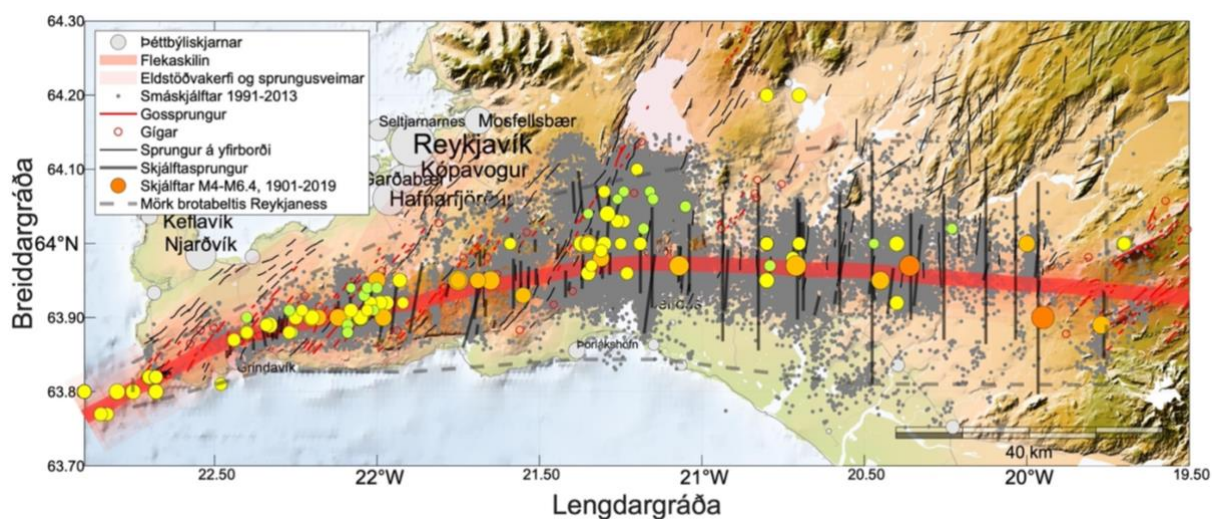
1.3 Jarðskjálftavirkni

Jarðskjálftavirkni á Reykjanesi má skipta í tvo grunnflokka: Jarðskjálftar sem eiga sér stað á suðvestur-norðaustur siggengissprungum tengdir eldvirkni og kvikuhreyfingum, og jarðskjálftar á norður-suður þvergengjum brotabeltisins. Sannfærandi rök hafa verið sett fram á undanfórnum árum fyrir því að hið vel þekkt þverbrotabelti Suðurlands sem einkennist af „bókahillutektóník“, þ.e.a.s stuttum og lóðréttum þvergengjum sem liggja norður-suður og eru samsíða frá austri til vesturs, sé í raun samfelld vestur af láglandi Suðurlands og út allan Reykjanesskagann (Páll Einarsson, 2014).

Mynd 3 sýnir jarðskjálftamiðjur smáskjálfta sem mældir voru á árunum 1991-2013 á brobelti Suðvesturlands (Francesco Panzera o.fl., 2016). Þar sem virknin var hvað mest liggja skjálftamiðjurnar það þétt að þær sýnast mynda samfelld grá svæði. Jarðskjálftamiðjur helstu jarðskjálfta áranna 1901-2019 eru einnig sýndar (ICEL-NMAR; Kristján Jónasson o.fl., 2021). Þau þvergengi á Reykjanesi og Suðurlandi sem hafa ýmist verið kortlögð á yfirborði (Páll Einarsson o.fl., 2020; Louis Steigerwald o.fl., 2020) eða með kortlagningu á smáskjálftahrinum (Sigurlaug Hjaltadóttir, 2009) eru sýnd með heildregnum breiðum svörtum línum. Á sama hátt sýnir Mynd 3 einnig sprungustaðsetningar stórra Suðurlandsskjálfta frá 1706 (Frank Roth, 2004). Myndin sýnir einnig svæði (strikalínur) þar sem jarðskjálftavirkni og sprungumyndun brotabeltis Suðurlands og Reykjaness virðist vera afmörkuð samkvæmt legu flekaskila, dreifingu smáskjálfta, staðsetninga skjálftamiðja stærri skjálfta, sem og umfang og legu jarðskjálftasprungna í stórum skjálftum Suðurlands og Reykjaness (Farnaz Bayat, Milad Kowsari, o.fl., 2022).

Skjálftar stærri en 6 (vægisstærð, M_w) eru fátíðir á sniðgengjum þverbrotabeltisins, sérstaklega vestan Kleifarvatns en geta orðið stærri austan þess (Sveinbjörn Björnsson,

1976; Páll Einarsson, 2014). Stærstu jarðskjálftar sem getið er um á Reykjanesskaga áttu sér stað á síðustu öld í Brennisteinsfjöllum þann 23. júlí 1929, 6,4 að stærð og 5. desember 1968, 6,1 að stærð (Kristján Jónasson o.fl., 2021). Skjálftarnir fundust víða, ollu skriðum og grjóthruni í fjöllum nálægt Reykjavík en ekki teljandi skemmdum (Sveinbjörn Björnsson, 1976; Kjartan Ottósson, 1980). Talið er fullvíst að þverbrotabelti Reykjaness sé framhald af hinu vel þekkta þverbrotabelti á Suðurlandsundirlendinu (Páll Einarsson, 2010; Louis Steigerwald o.fl., 2020; Farnaz Bayat, Milad Kowsari, o.fl., 2022). Einkenni þess eru stuttar sniðgengissprungur með norður-suður strikstefnu og hafa þær löngum verið þekktar á brotabelti Suðurlands (Páll Einarsson, 2014). Í formlegu mati á jarðskjálftavá hefur ekki verið tekið tillit til þess að brotabeltið nær lengra til vesturs og út eftir Reykjanesskaga (sjá Benedikt Halldorsson, Claudia Abril, o.fl., 2022; Benedikt Halldorsson, Milad Kowsari, o.fl., 2022). Á því er ráðin bót í þessari greiningu skjálftavárlíkinda.



Mynd 3. Afstaða höfuðborgarsvæðisins til brotabeltis Suðurlands og Reykjaness, flekaskilanna, og áætluðum mörkum brotabeltisins (sjá myndatexta við Mynd 2).

Það er vel þekkt að jarðskjálftar á siggengissprungum verða ekki eins stórir og þeir geta orðið á þvergengjum (Páll Einarsson, 2014). Að auki er lágmarksstærð jarðskjálfta sem notuð er í formlegu mati á jarðskjálftavá jafnan 4.5–5. Þetta stærðarbil er nálægt hámarksstærðum jarðskjálfta sem gera má ráð fyrir að geti orðið á siggengissprungum á Reykjanesi. Því er ljóst að á síðustu öldum hafa jarðskjálftar á brotabeltinu átt yfirgnæfandi þátt í að losa spennu vegna plötuhræfinga á rekbeltunum sitt hvoru megin við brotabeltin (Páll Einarsson, 2008, 2014; Páll Einarsson o.fl., 2020; Louis Steigerwald o.fl., 2020) en landrek á Mið-Atlantshafshryggnum er talið vera stöðugt í tíma og er u.þ.b. 19 mm á ári í stefnu VNV-ASA (Sigrún Hreinsdóttir o.fl., 2001). Því má gera ráð fyrir að jarðskjálftavá stafi einkum, og nær einvörðungu, frá jarðskjálftum á þvergengjum brotabeltisins. Gert er ráð fyrir þeirri forsendu í greiningu skjálftavárlíkinda á höfuðborgarsvæðinu. Þó skal tekið fram að talsverðar færslur á siggengjum sprungusveima eldstöðvakerfa geta orðið í gliðnunaraburðum á eldvirkum tímabilum vegna kvikuinnskota. Í slíkum tilfellum einskorðast áhrifin á yfirborði við sprunguna sjálfa (Freysteinn Sigmundsson o.fl., 2024).

2 Jarðskjálftavá

2.1 Jarðskjálftavá og válíkindi

Með jarðskjálftavá eða skjálftavá er átt við yfirborðshreyfingu sbr. titring í jörðu, af völdum jarðskjálfta sem hefur áhrif á hið manngerða umhverfi. Kennistærð skjálftavár er hámarkshröðun þessarar yfirborðshreyfingar í lárétta stefnu. Almennt gildir að eftir því sem hámarkshröðun er stærri aukast líkur á skemmdum á mannvirkjum af völdum jarðskjálfta. Líkindi á því að á ákveðnum stað og tímabili verði skjálftavá, þ.e.a.s. hámarkshröðunin, stærri en tiltekið gildi er fengin með greiningu skjálftavárlíkinda¹ (e. probabilistic seismic hazard analysis).

Jarðskjálftavá á Íslandi er hæst á þverbrotabeltum landsins því þar verða stærstu jarðskjálftarnir eins og sögulegar heimildir, mælingar og rannsóknir vitna um (Julius Solnes o.fl., 2013). Þar sem jarðskjálftavá og innviðir nútíma samfélags fara saman myndast áhætta vegna jarðskjálfta sem draga þarf úr eftir markvissum og kerfisbundnum leiðum. Árangursríkasta leiðin til þess er jarðskjálftahönnun mannvirkja samkvæmt viðurkenndum byggingarstöðlum og hefur Evrópustaðallinn Eurocode 8 verið í gildi fyrir Ísland frá 2002. Beiting hans á Íslandi byggir á Þjóðarskjali Íslands fyrir hönnunarstaðalinn (e. Icelandic National Annex to Eurocode 8). Í þjóðarskjalinu er skjálftavárlíkindakort (e. probabilistic seismic hazard map) fyrir Ísland sem tilgreinir líkur á því að jarðskjálftavá, í formi láréttrar hröðunar yfirborðs jarðar í jarðskjálftum, fari yfir tiltekin gildi á 50 ára tímabili. Þjóðarskjalið var fyrst gefið út árið 2002 en var endurskoðað smávægilega árið 2009 eftir jarðskjálftann í Ölfusi 2008 (Staðlaráð Íslands, 2010).

Þegar talað er um hámarkshröðun er jafnan átt við hágildi hröðunar á yfirborði jarðar í jarðskjálfta (e. PGA, peak ground acceleration) þar sem sá stiki (e. parameter) er grundvöllur jarðskjálftahönnunar mannvirkja. Til viðbótar er einnig metin hámarkshröðun í sveiflusvörum mannvirkis (e. PSA, pseudo-acceleration response spectrum) vegna jarðskjálfta. Í því tilfelli er mannvirkið nálgæð sem einnar frelsisgráðu sveiflukerfi (e. single degree-of-freedom system) með mismunandi eiginsveiflutíma T (e. natural period of oscillation) og eru notuð gildi sveiflutíma upp á 0,2, 0,3, 0,7, 1,0 og 2,0 sekúndur. Mannvirki með 0,2 s sveiflutíma sveiflast hraðar og er stífara heldur en mannvirki sem tekur 2 s að sveiflast fram og til baka.

Notkun líkindafræði við greiningu skjálftavárlíkinda út frá ofangreindu mati á hámarkshröðun (PGA og PSA), skilgreinir svokallað hönnunarróf (e. design acceleration spectrum) sem fall af sveiflutíma. Hönnunarróf er notað í jarðskjálftahönnun ólíkra

¹ Sjá <https://idordabanki.arnastofnun.is/leit/hazard/ordabok/BYGGVERK>

mannvirkja þ.e.a.s. mannvirkja með ólíka sveifluhegðun, allt frá stífum mannvirkjum (PGA og PSA á 0,2 s) til sveigjanlegri mannvirkja (PSA á 1–2 s).

Hefðbundið mat á skjálftavárlíkindum hefur jafnan verið metið með McGuire-Cornell aðferðinni (C. Allin Cornell, 1968). Á undanförunum áratug hefur hins vegar svokölluð Monte Carlo hermun á gerviskjálftaskrár rutt sér til rúms alþjóðlega í mati á skjálftavárlíkindum (Gail M. Atkinson, 2012). Sú aðferðafræði hefur beinni eðlisfræðilega skírskotun til líkindafræðilegs mats á þeim hröðunargildum sem sérhver staður kann að verða fyrir vegna jarðskjálftavirkni á tilteknu svæði. Því ber að halda til haga að Monte Carlo aðferðir hafa verið notaðar til að meta skjálftavárlíkindi á Íslandi talsvert lengur en á alþjóðlegum vettvangi (Ragnar Sigbjörnsson o.fl., 1995; Júlíus Solnes o.fl., 1994; Júlíus Solnes & Benedikt Halldorsson, 1996).

Þekking á ýmsum þáttum skjálftavár sem liggja til grundvallar áreiðanlegra mati á skjálftavárlíkindum hefur stóruð á síðustu árum, sér í lagi fyrir suðvesturhorn landsins. Þessir þættir eru staðsetningar jarðskjálftasprungna, jarðskjálftavirkni þeirra og dvínun jarðskjálftahreyfinga með fjarlægð frá upptökum jarðskjálfta af tiltekinni stærð. Í þessum a verður farið yfir stöðu þekkingar, auk þess sem kynntar verða nýjar niðurstöður og ný líkön sem liggja til grundvallar nýju mati á skjálftavárlíkindum fyrir höfuðborgarsvæðið².

2.2 Forsendur og líkön

2.2.1 Jarðskjálftar á brotabeltinu

Jarðskjálftaskrár mældra jarðskjálfta á brotabelti Suðurlands og Reykjaness ásamt heimildum um sögulega jarðskjálfta gefa til kynna að jarðskjálftar á brotabeltinu verði stærstir austast á Suðurlandi og að hámarksstærð jarðskjálfta hafi tilhneigingu til að vera minni eftir því sem vestar dregur. Það er í samræmi við kortlagðar og áætlaðar sprungulengdir (sjá Mynd 3) og þynningu brotgiarnrar jarðskorpu frá austri til vesturs eftir brotabeltinu (Nicholas N. Ambraseys & Ragnar Sigbjörnsson, 2000; Magalie Bellou o.fl., 2005; Ingi Th Bjarnason o.fl., 1993; Kristján Jónasson o.fl., 2021; Francesco Panzera o.fl., 2016). Út frá því hefur brotabeltinu verið skipt í svæði eftir áætlaðri hámarksstærð jarðskjálfta hvers svæðis fyrir sig og þykkt jarðskorpunnar sem takmarkar dýpt jarðskjálftasprungna á þvergengjum og hámarksbreidd stærstu skjálfta (Tafla 1) (Farnaz Bayat, Milad Kowsari, o.fl., 2022). Í grófum atriðum er gerður greinarmunur á vestari, mið og austari hluta brota- og gliðnunarbeltis Reykjaness annars vegar, og vestari og austari hluta brotabeltis Suðurlands hins vegar. Þar á milli er þrípunktur Reykjaness, Vesturgosbeltisins og Suðurlandsbrotabeltisins, kenndur við Hengil (e. Hengill Triple Junction).

² Almennur texti þessa kafla er að miklu leyti tekinn úr skýrslunni Hvassahraun – Hættumat vegna eldgosa og jarðskjálfta (Bergrún Arna Óladóttir o.fl., 2023)

Tafla 1. Líkan af skiptingu brotabeltis Suðurlands og Reykjaness eftir hámarks jarðskjálftastærð (M_w^{max}) og hámarksbreidd sprungna (B_{max} , í km).

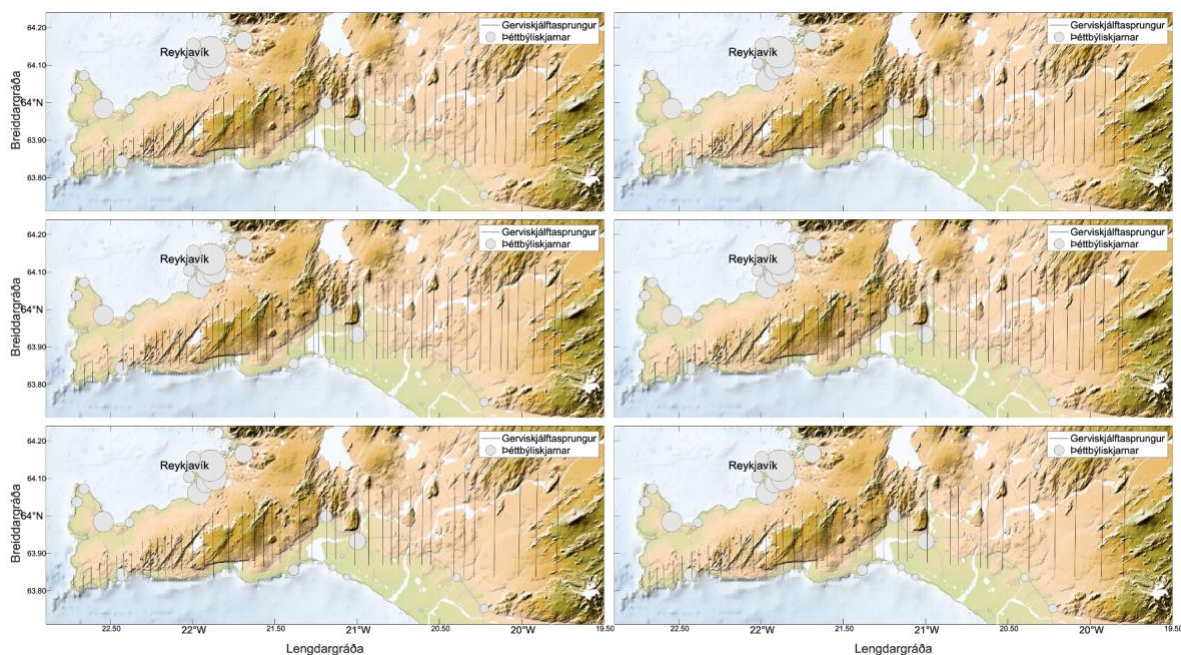
	Reykjanes			Suðurland		
Svæði	Vestur	Mið	Austur	Hengill	Vestur	Austur
M_w^{max}	~5,5	~6	~6,5	~6,5	~6,7	~7
B_{max}	~5	~6	~9	~9	~11	~15

Eðlisfræðilegt líkan af þvergengjum brotabeltis Suðurlands og Reykjaness hefur nýlega verið próað út frá ofangreindri svæðaskiptingu og kennistærðum hennar (Farnaz Bayat, Benedikt Halldorsson, o.fl., 2022; Farnaz Bayat, Milad Kowsari, o.fl., 2022; Benedikt Halldorsson, Claudia Abril, o.fl., 2022). Líkanið er hér notað til þess að herma staðsetningar jarðskjálftasprungna á brotabeltinu og sýnir Mynd 4 mismunandi slembiúrtök sprungulíkansins út frá mismunandi forsendum um skil á milli svæða og meðalfjarlægðir á milli nærliggjandi sprungna. Sérhvert úrtak hefur þá eiginleika líkansins sem að ofan hafa verið tíundaðir og er ekkert eitt þeirra talið vera líklegra en hitt.

Hið nýja jarðskjálftalíkan var próað til notkunar í skjálftavármati og tekur eingöngu til sniðgengisskjálfta á brotabeltinu sjálfu. Það jafngildir þeirri forsendu að á sniðgengjum brotabeltisins verði jarðskjálftar af þeim stærðum sem jafnan ógna mannvirkjum (stærri en 5). Af þeim sökum eru jarðskjálftar á siggengjum sprungusveima eldstöðvakerfa Reykjaness og vestara gosbeltisins ekki hermdir í þessari greiningu vegna þess að talið er að þeir verði stærstir um 5 að stærð og slíkir atburðir séu afar sjaldgæfir (Páll Einarsson, 2014). Þá hafa staðsetningar mældra smáskjálfta sl. áratuga á Reykjanesi allar þyrpst á og í kringum flekaskilin undir fjallendi Reykjanesskaga og engin virkni hefur verið í norðanverðum sprungusveimi Krýsuvíkur þótt hann liggi undir og sunnan efri byggða höfuðborgarsvæðisins (Páll Einarsson o.fl., 2018). Í greiningu skjálftavárlíkinda er af þeim sökum ekki gert ráð fyrir að jarðskjálftar verði annars staðar en á brotabeltinu og innan áætlaðra marka þess (Mynd 3).

2.2.2 Jarðskjálftavirkni brotabeltisins

Jarðskjálftavirkni svæðis er reiknuð út frá sögulegri jarðskjálftaskrá, eins og venjan er í hefðbundnu mati á skjálftavárlíkindum, þrátt fyrir þær augljósu óvissur og takmarkanir sem slíkar jarðskjálftaskrár geta haft (Jack Baker o.fl., 2021; Steven L. Kramer, 1996; Robin K. McGuire, 2004). Út frá jarðskjálftaskránni er reiknuð út tíðni jarðskjálfta sem fall af stærð þeirra. Mynd 5 sýnir slíkt mat fyrir þrjár jarðskjálftaskrár sem til eru fyrir Suðvesturland. Um er að ræða nýju ICEL-NMAR skjálftaskrána frá 1901–2019 (bláir punktar), jarðskjálftaskrá frá 1900–1995 (AS00, rauðir punktar (Nicholas N. Ambraseys & Ragnar Sigbjörnsson, 2000); og jarðskjálftaskrá frá 1706 til 2006 (ESHM13, grænir punktar, Gottfried Grünthal o.fl., 2013; Max Stucchi o.fl., 2013) sem nýlega var notuð í samræmdu mati á skjálftavárlíkindum í Evrópu. Þessar jarðskjálftaskrár gefa til kynna svipaða jarðskjálftavirkni svæðisins í heild, sér í lagi fyrir stærri jarðskjálfta, en gefa mun óskýrari mynd sé horft til einstakra svæða innan þverbrotabeltisins (Kowsari o.fl., 2021).

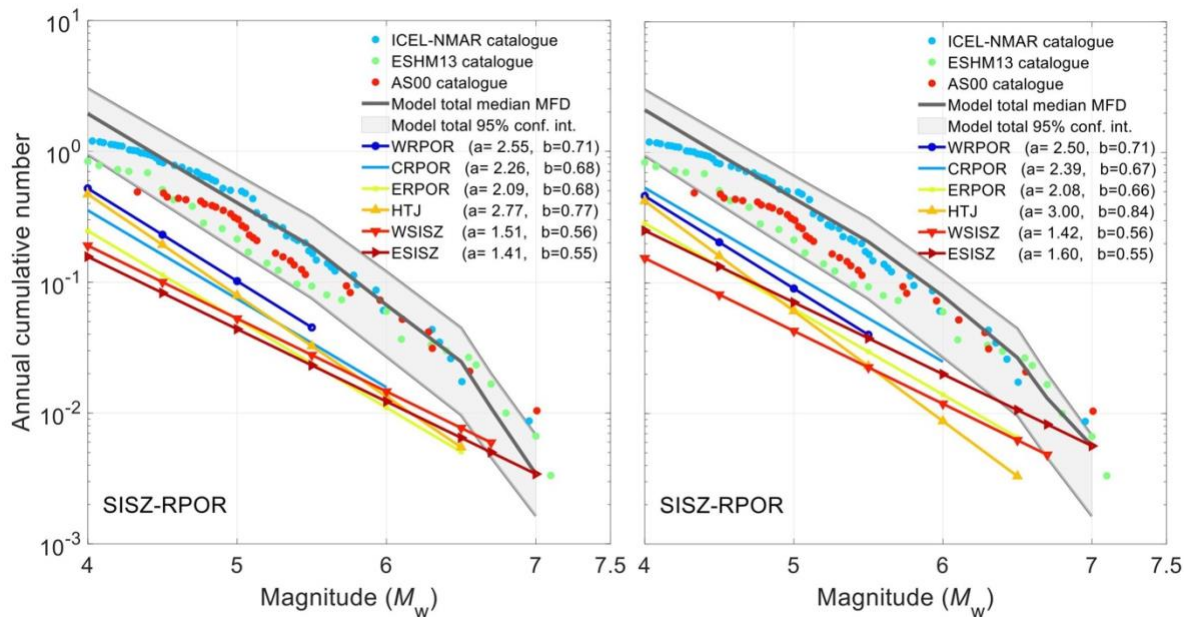


Mynd 4. Sex dæmi um raungerðar slembistaðsetningar stærstu þvergengja á brotabeltum Suðurlands og Reykjaness samkvæmt nýju þrívíðu líkani af þvergengjakerfi brotabeltanna (Farnaz Bayat, Milad Kowsari, o.fl., 2022). Mismunandi forsendur valda mun á slembistaðsetningunum hvers dæmis. Vinstra megin er gert ráð fyrir skörpum skilum í hámarksstærðum jarðskjálfta (og þar með sprungulengda) á milli svæða, en hægra megin er gert ráð fyrir aflíðandi skilum. Efst eru slembistaðsetningar skilgreindar með 3 km bili á milli nærliggjandi gervisprungna, í miðjunni er bil á milli sprungna háð slembiúrtaki á bilinu 1-5 km, og neðst er slembiúrtak gert þar sem mesta mögulega bil á milli aðliggjandi gervisprungna eykst stöðugt frá 2 til 8 km frá vestri til austurs.

Það tímabil sem jarðskjálftaskrárnar ná yfir hefur einkennst af höggunarskjálftum. Með öðrum orðum, þá hefur tímabil eldvirkni sem nú er hafið á Reykjanesskaga (Freysteinn Sigmundsson o.fl., 2024) og sú skjálftavirkni sem henni tengist ekki haft áhrif á þá jarðskjálftavirkni sem skrárnar byggjast á. Greining skjálftavárlíkinda í þessari skýrslu byggir því á þeirri langtímavirkni jarðskjálfta vegna höggunar á brotabelti Suðurlands og Reykjaness sem hefur staðið yfir síðastliðin 100-200 ár sbr. skjálftaskrárnar sem vísað er í hér að ofan og sýndar á Mynd 5.

Einfalt jarðskjálftavirknilíkan er fengið með því að fella línu að ofangreindum punktum á Mynd 5. Slíkt líkan er jafnan nefnt Gutenberg-Richter (GR) líkan og tilgreindir tíðni jarðskjálfta af ákveðinni stærð. Á brotabeltinu á Reykjanesi eru einstök svæði þar sem afar lítið er til af gögnum og GR-líkan út frá skjálftaskrá verður háð mikilli óvissu. Jarðskjálftasprungulíkaníð er hins vegar ekki háð slíkum annmörkum og út frá því má reikna svæðisbundna (Mynd 3, Tafla 1) jarðskjálftavirkni og meta óvissu hennar (Farnaz Bayat, Milad Kowsari, o.fl., 2022). Á Mynd 5 eru svæðisbundnu GR-líkönin sýnd sem heildregnar litaðar línur með táknum. Heildarjarðskjálftavirkni brotabeltisins skv. líkaninu (dökkgrá lína) ásamt 95% öryggisbili hennar (gráar línur sem afmarka grátt svæði) er fengin með summu svæðisbundnu líkananna (Farnaz Bayat o.fl., 2024). Samræmi í heildarvirkni nýja jarðskjálftasprungulíkansins við virkni skv. sögulegum jarðskjálftaskrá (punktar á Mynd 5) sýnir að hið nýja líkan í raun útskýrir jarðskjálftasögu suðvesturhorns Íslands að

miklu leyti. Munurinn á gröfunum vinstra og hægra megin á Mynd 5 er sá að virknilíkonin vinstra megin taka ekki tillit til sögulegrar skjálftavirkni (Farnaz Bayat, Milad Kowsari, o.fl., 2022), en hægra megin hefur þeim verið hnikað lítillega til, til þess að passa betur við svæðisbundna og sögulega skjálftavirkni (Farnaz Bayat o.fl., 2024). Heildarskjálftavirkni líkansins (dökkgráa línan) passar þá enn betur við skjálftavirkni svæðisins og er vel innan óvissumarka. Þetta samræmi staðfestir notagildi hins nýja líkans til þess að lýsa jarðskjálftavirkni brotabeltis Suðurlands og Reykjaness bæði í tíma og rúmi til langs tíma, en slík virkni liggur einmitt til grundvallar formlegu mati á skjálftavárlíkindum.



Mynd 5. Jarðskjálftavirkniferlar, oft kenndir við Gutenberg-Richter, Suðvesturlands sem sýna árlega tíðni jarðskjálfta stærri en jarðskjálftastærð M_w sem lesin er af lárétta ásnum. Heildarjarðskjálftavirkni brotabeltisins út frá þremur sögulegum jarðskjálftaskráum er sýnd: ICEL-NMAR (bláir punktar), skjálftaskrá sem lá til grundvallar Evrópumatinu 2013 (ESHM13, grænir punktar), og fyrri skjálftaskrá (AS00, rauðir punktar), sjá heimildir í texta. Jarðskjálftavirkni hvers svæðis brotabeltisins (Mynd 3, Tafla 1) út frá hinu nýja jarðskjálftasprungulíkani er sýnd með lituðum línum með táknum en heildarjarð-skjálftavirkni brotabeltisins er sýnd sem dökkgrá heildregin lína (meðaltal) ásamt 95% öryggisbili (grátt svæði) (Farnaz Bayat, Milad Kowsari, o.fl., 2022). Ferlarnir á hægra grafi eru þeir sömu og á því vinstra, en hafa verið aðlagðir svæðisbundinni sögulegri jarðskjálftavirkni (Farnaz Bayat o.fl., 2024).

2.2.3 Dvínun jarðskjálftahreyfinga

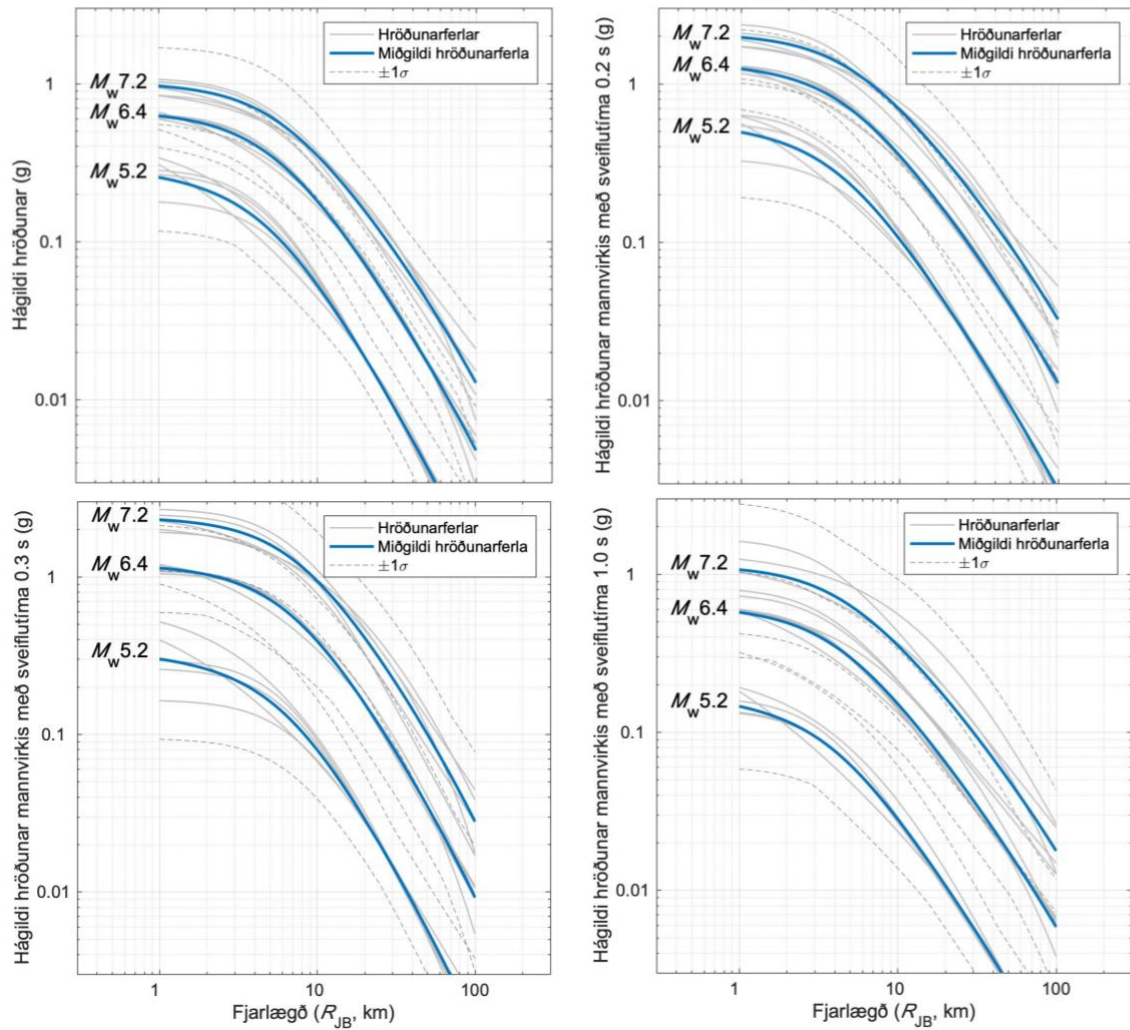
Jarðskjálftahreyfingar á yfirborði jarðar dvína hratt með aukinni fjarlægð frá upptökum, nánar tiltekið sprungunni sem hrökk í jarðskjálftanum (sjá t.d. í William H. K. Lee o.fl., 2003). Líkón af hámarksútslagi jarðskjálftabylgna sem falli af skjálftastærð, fjarlægð og fleiri þáttum eru oft nefnd dvínunarlíkingar og eru þær kvarðaðar við mælingar á yfirborðshreyfingum í skjálftum stærri en ~5 að stærð. Tiltölulega fáir jarðskjálftar af þeirri stærð eða stærri hafa mælst á hraðamælakerfi Veðurstofunnar (Ragnar Stefánsson o.fl., 1993; Reynir Böðvarsson & Björn Lund, 2003) og hröðunarmælakerfi Háskólans (Ragnar Sigbjörnsson o.fl., 2014) í kringum 1987–1991. Þrátt fyrir að fjórir meðalstórir jarðskjálftar hafi orðið á brotabelti Suðurlands á tímabilinu, sá stærsti M_w 6,5, þá er erfitt að meta

áreiðanlega jarðskjálftahreyfingar umfram það og upp að þeim jarðskjálftastærðum ($\sim M_w 7$) sem sögulega hafa orðið á brotabeltunum.

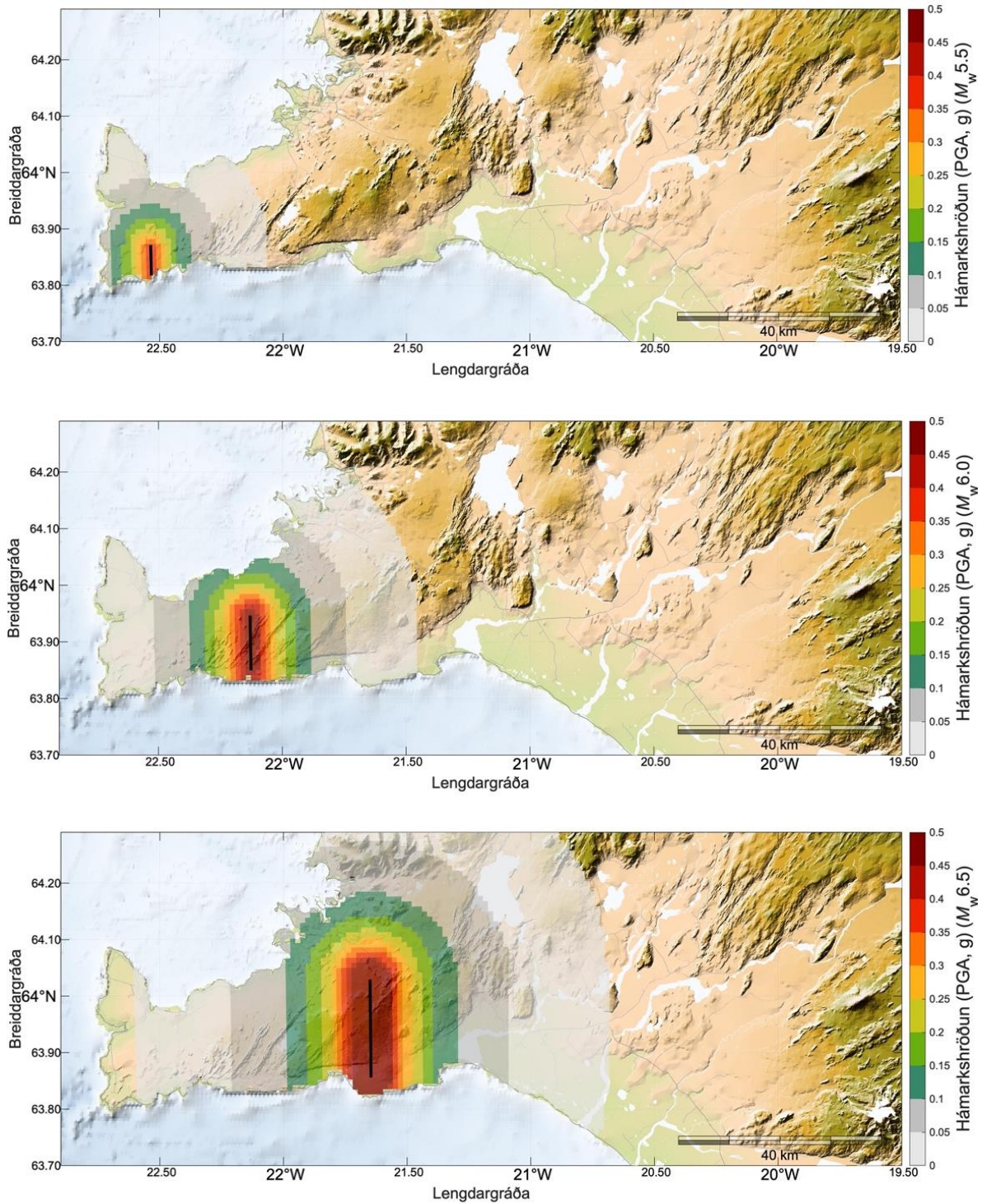
Á því hefur þó verið ráðin bót á undanförunum árum. Nýjar dvínunarlíkingar fyrir jarðskjálfta á brotabelti Suðurlands og Reykjaness hafa verið þróaðar út frá mælingum á íslenskum jarðskjálftum og eðlisfræðilegum líkönum af brotferli stærri skjálfta (Milad Kowsari o.fl., 2019, 2020). Þær hafa verið settar fram á reikningslegu formi sem er alþjóðlega viðurkennt til notkunar í áreiðanlegu skjálftavármati (Julian J. Bommer o.fl., 2010; Fabrice Cotton o.fl., 2006). Ferlar byggðir á ofangreindum dvínunarlíkingum eru sýndir á Mynd 6 sem fall af fjarlægð fyrir þrjár mismunandi jarðskjálftastærðir $M_w 5,2, 6,4$ og $7,2$. Af ferlunum má lesa meðaltal hágildis þeirrar hröðunar sem búast má við á hverjum stað sem og óvissu hennar, fyrir gefna fjarlægð frá hverjum athugunarstað að jarðskjálftasprungu sem skjálfti af ákveðinni stærð hefur myndað. Kortaframsetningu dvínunarlíkinganna gefur að líta á Mynd 7 sem er í raun tvívíð og þrepaskipt framsetning á þeim gildum sem dvínunarlíkingarnar á Mynd 6 sýna, í formi reiknaðs áhrifasvæðis og hámarkshröðunar í kringum hermdar gerviskjálftasprungur sem myndast í jarðskjálftum af ákveðinni stærð. Skjálftastærðirnar eru þær hámarks jarðskjálftastærðir sem Tafla 1 sýnir að gildi fyrir mismunandi staðsetningu á brotabeltinu. Áhrifasvæði hámarkshröðunar út frá gerviskjálftasprungu stýrist af hámarksstærð jarðskjálftans, ráðandi sprungustefnu á brotabeltinu og lengd gerviskjálftasprungunnar. Staðsetning hverrar sviðsmyndar á myndinni er slembivalin innan hvers svæðis innan marka brotabeltisins (sbr. Tafla 1 og Mynd 3).

Dvínunarlíkingarnar sem notaðar eru í greiningu skjálftavárlíkinda í þessari skýrslu gefa hámarksgildi láréttrar jarðskjálftahreyfingar á bergi, en sú jarðfræði er grunnviðmið jarðskjálftahönnunar. Nýlega hefur verið þróuð dvínunarlíking sem gefur hámarksgildi hvers staðar eftir yfirborðsjarðfræði hans í fjórum flokkum: hart berg, berg, hraunlög, og laus jarðlög (Sahar Rahpeyma, Benedikt Halldorsson, o.fl., 2023). Kortlagning á slíkri jarðfræði hefur einnig nýlega verið gerð fyrir Ísland út frá mögnun jarðskjálftahreyfinga skv. dvínunarlíkingunni (Atefe Darzi o.fl., 2024). Með því að þróa fleiri slíkar dvínunarlíkingar verður á endanum mögulegt að framkvæma skjálftavármát sem tekur einnig tillit til grunnjarðfræði.

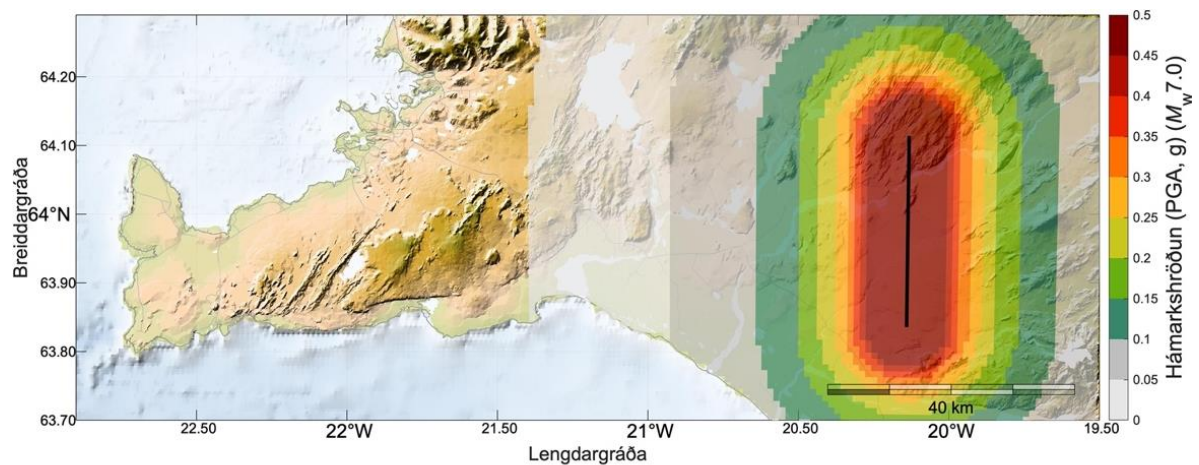
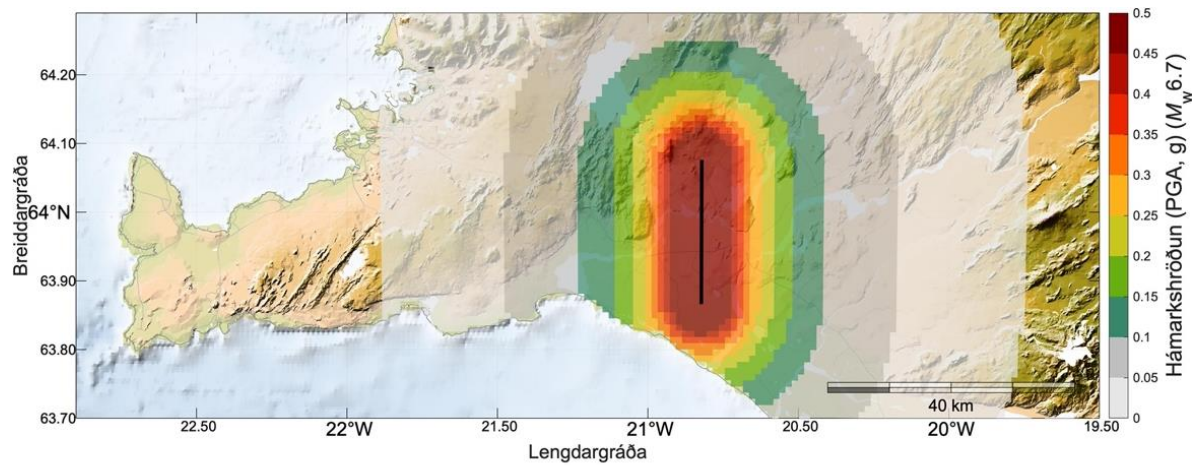
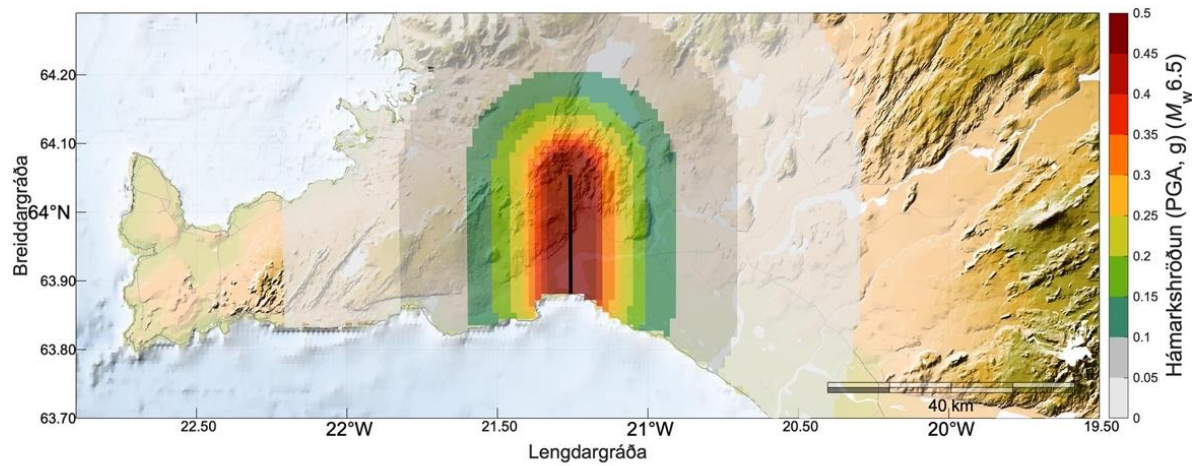
Nærsviðsáhrif jarðskjálfta eru þekkt fyrirbæri, bæði hér á landi sem og erlendis. Á brotabelti Suðurlands og Reykjaness lýsa þau sér sem öflugur hnykkur skjálftahreyfingar á yfirborði sem ferðast eftir jarðskjálftasprungunni og út frá endum hennar til norðurs og suðurs. Hnykkurinn er lágtíðnihreyfing sem dvínar mun hraðar með fjarlægð frá sprungunni en hátíðnihreyfingar (sem lýsa má sem hristingi). Slík nærsviðsáhrif eru mikilvæg og hafa einkum áhrif á stærri mannvirki (Benedikt Halldórsson o.fl., 2007; B. Halldorsson & Ragnar Sigbjörnsson, 2009; Benedikt Halldorsson o.fl., 2010; R. Rupakhety o.fl., 2010; Benedikt Halldorsson o.fl., 2011; Benedikt Halldorsson & Apostolos S. Papageorgiou, 2012). Afar fáar mælingar eru til af slíkum nærsviðsáhrifum á Íslandi og dvínunarlíkingarnar taka ekki beint tillit til þeirra. Þær herma þær þó að hluta á þann hátt að að áhrifasvæði jarðskjálfta er látið fylgja sprungunum sem myndast í skjálftunum (sbr. Mynd 7).



Mynd 6. Ferlar sem sýna dvínun hámarkshröðunar með fjarlægð (R_{JB}) frá jarðskjálftum af stærðunum M_w 5,2, 6,4 og 7,2. Gráar þunnar línur sýna gildi ólíkra líkana og bláar þykkar línur sýna meðaltal þeirra. Dvínun hágildis hröðunar yfirborðs jarðar er sýnd á mynd efst t.v. en hinar myndirnar sýna dvínun hröðunar einfalds mannvirkis með sveiflutíma 0,2 s, 0,3 s og 1 s (efst t.h. og neðri myndir, hvor um sig). Gráar strikalínur tákna staðalfrávik í kringum meðaltölin.



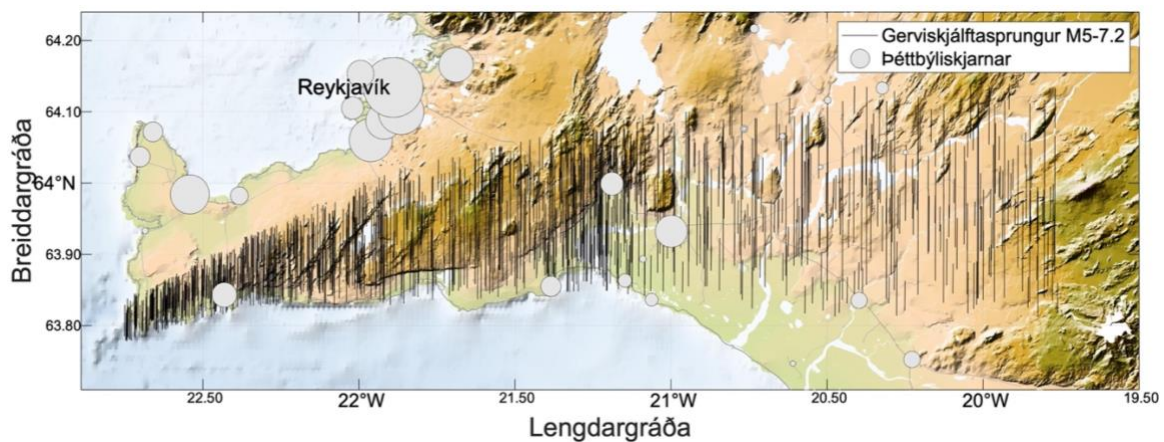
Mynd 7. Reiknuð hámarkshröðun yfirborðs jarðar í sviðsmyndum jarðskjálfta skv. hámarksstærð skjálfta eftir staðsetningu frá vestri til austurs eftir brotabelti Suðurlands og Reykjaness (Tafla 1). Gildi og afstaða hámarkshröðunar byggir á meðaltali dvínunarlíkinganna á Mynd 6 og ráðandi NS-stefnu þvergengja hvers miðjur liggja á flekaskilunum. Staðsetning sviðsmyndar hvers svæðis er slembivalin innan marka brotabeltisins.



Mynd 7 (framhald). Reiknuð hámarkshröðun yfirborðs jarðar í sviðsmyndum jarðskjálfta skv. hámarksstærð skjálfta eftir staðsetningu frá vestri til austurs eftir brotabelti Suðurlands og Reykjaness (Tafla 1). Gildi og afstaða hámarkshröðunar byggir á meðaltali dvínunarlíkinganna á Mynd 6 og ráðandi NS-stefnu þvergengja hverra miðjur liggja á flekaskilunum. Staðsetning sviðsmyndar hvers svæðis er slembivalin innan marka brotabeltisins.

2.3 Greining skjálftavárlíkinda

Á grundvelli hins nýja jarðskjálftalíkans á þvergengjum brotabeltis Suðurlands og Reykjaness eru hermdar gerviskjálftaskrár sem lýsa jarðskjálftavirkni brotabeltisins til langs tíma. Hver gerviskjálftaskrá velur eftir slembiferli (e. random process) ákveðna jarðskjálftastærð og sprungustaðsetningu á brotabeltinu. Dreifing jarðskjálftastærða fer eftir jarðskjálftavirkni líkansins sbr. Mynd 5. Í heildina eru hermdar fjórar gerviskjálftaskrár sem hvor um sig jafngildir 3000 ára jarðskjálftavirkni á brotabeltinu. Dæmi um slíka gerviskjálftaskrá er sýnt á Mynd 8 þar sem stærðir og staðsetningar jarðskjálfta eru slembivaldar skv. líkaninu. Um er að ræða 5471 staka gerviskjálfta á stærðarbilinu $M_w 4,5-7$, sem eru þær jarðskjálftastærðir sem líklegastar eru til að hafa áhrif á nútíma samfélag og innviði þess á athugunarsvæðinu.

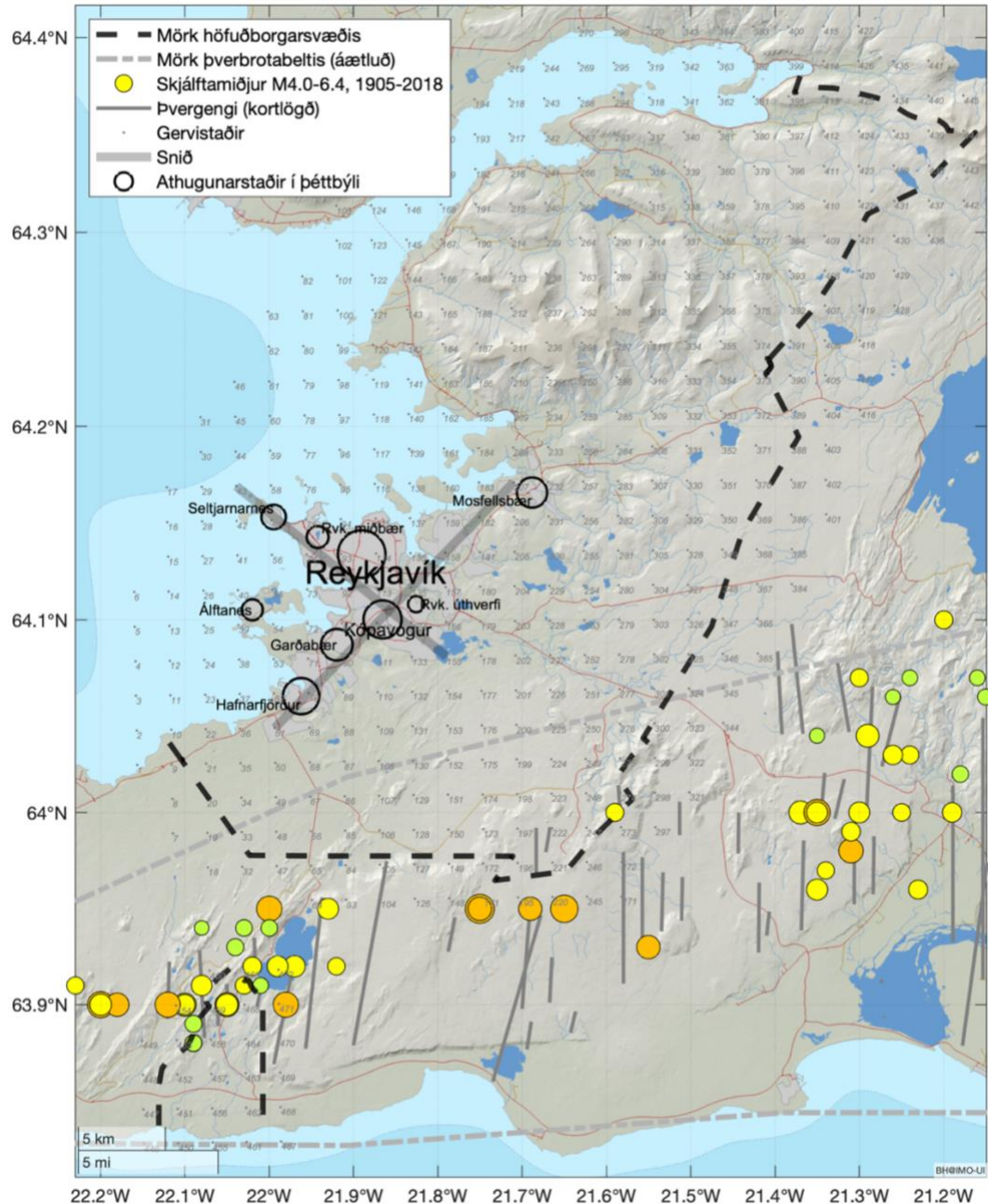


Mynd 8. Dæmi um hermda gerviskjálftaskrá fyrir 3000 ára tímabil með slembiúrtökum staðsetninga norður-suður þvergengja á brotabelti Suðurlands og Reykjaness skv. hinu nýja jarðskjálftalíkani. Staðsetningar og umfang gerviskjálfta á stærðarbilinu $M_w 5-7,2$ eru sýndar með svörtum heildregnum línunum.

Í greiningu á skjálftavárlíkindum þarf að meta áhrif hvers gerviskjálfta fyrir sérhvern athugunarstað. Áhrif jarðskjálfta á hverjum stað fer einkum eftir skjálftastærð (M_w), fjarlægð staðar frá upptökunum og jarðfræði staðarins. Í þessu tilfelli er athugunarsvæðið sjálft höfuðborgarsvæðið (Mynd 1) sem er um 1062 km² að stærð. Fullvíst er að áhrif jarðskjálfta verða mismunandi eftir staðsetningu innan athugunarsvæðisins. Þétttriðið net gervistaða (e. hypothetical station grid) með 2 km bili var því útbúið og nær það yfir allt athugunarsvæðið (Mynd 9). Minnsta fjarlægð gervistaðar til gerviskjálftasprungu (R_{JB}) er reiknuð út frá staðsetningu staðar og reiknuðu umfangi sprungunnar. Út frá þessum kennistærðum eru áhrifin í formi hámarkshröðunar vegna jarðskjálfta á hverjum gervistað metin á grundvelli dvínunarlíkinga og gert er ráð fyrir því að jarðfræði hvers gervistaðar sé „berg“ (Mynd 6). Dæmi um slíkar sviðsmyndir gerviskjálfta gefur að líta á Mynd 7. Sérhverja þessara sviðsmynda má finna í ofangreindum gerviskjálftaskráum en afstæð tíðni þeirra er þó mismunandi og stýrist af jarðskjálftavirkni brotabeltisins sbr. Mynd 5.

Í þessari skýrslu eru fjórar gerviskjálftaskrár notaðar til þess að herma breytileika í sprungustaðsetningum og dreifingu jarðskjálftastærða. Hver gerviskjálftaskrá inniheldur 5471 gerviskjálfta. Hámarkshröðun hvers þeirra er metin á sérhverjum af þeim 472

gervistöðum sem skilgreina athugunarsvæðið, auk tiltekinna staðsetninga í þéttbýli (punktar og hringir á Mynd 9). Breytileikinn í hámarkshröðuninni fyrir hvern gerviskjálfta er hermdur út frá óvissumati þeirra dvínunarlíkinga sem notaðar eru. Í þessari skýrslu er hver hámarkshröðun hermd 15 sinnum fyrir hvern gervistað. Í heildina telur þetta 328.260 hermd gildi hámarkshröðunar.

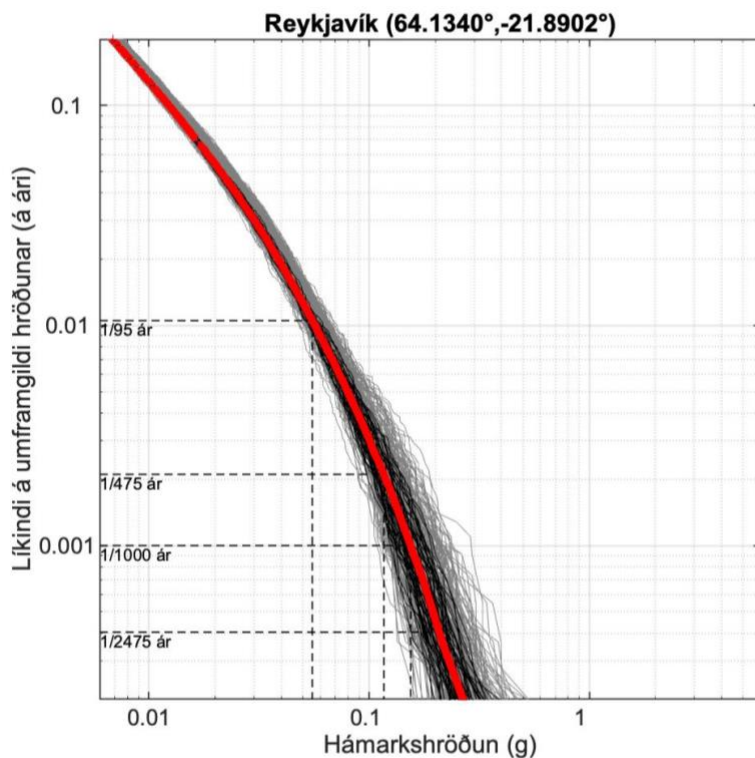


Mynd 9. Mörk höfuðborgarsvæðisins ásamt staðsetningum gervistaða sem skjálftavá er reiknuð fyrir, þeim athugunarstöðum í þéttbýli sem skjálftavá er reiknuð sérstaklega fyrir, ásamt lang- og þversniði í þéttbýli sem skoðuð eru sérstaklega. Annað er NV-SA langsníð frá Seltjarnarnesi, í gegnum Reykjavík frá miðbæ og upp í úthverfi höfuðborgarsvæðisins, hitt er SV-NA þversnið frá Hafnarfirði upp í Mosfellsbæ. Áætluð mörk þverbrotabeltis eru sýnd ásamt kortlögðum þvergengjum og sögulegum skjálftamiðjum helstu jarðskjálfta skv. nýrri skjálftaskrá fyrir 1905-2018. Stærð og litir skífa gefa til kynna afstæðan stærðarmun jarðskjálfta á bilinu 4-6,4.

2.3.1 Skjálftavárlíkindaferlar

Skjálftavárlíkindaferlar (e. seismic hazard curves) eru settir fram í formi árlegra líkinda þess að lárétt hámarkshröðun vegna jarðskjálfta fari yfir ákveðið gildi. Gildi hámarkshröðunar er í einingunni g, sem er þyngdarhröðun jarðar. Skjálftavárlíkindin eru sett fram sem fall af hámarkshröðun vegna jarðskjálfta, annað hvort á yfirborði jarðar (PGA), eða mannvirkis vegna sveiflusvörunar ($PSA(T)$). Í þessari skýrslu er lögð áhersla á skjálftavá í formi PGA, en stefnt er að því í verkefnislok að gera niðurstöðurnar í heild sinni aðgengilegar í kortasjá og þá einnig fyrir mismunandi endurkomutíma hámarkshröðunar.

Skjálftavárlíkindaferill miðpunkts Reykjavíkur er sýndur á Mynd 10 sem rauð breið lína. Ferillinn er meðaltal fjölda annarra (þunnir svartir ferlar) ferla sem byggja á slembiúrtökum. Til samanburðar eru sýndir skjálftavárlíkindaferlar (þunnir gráir ferlar) fjögurra nálægustu gervistaða (sjá Mynd 9). Þunnu ferlarnir gefa þannig til kynna vaxandi breytileika skjálftavárlíkinda með vaxandi endurkomutíma (minnkandi árlegra líkinda) umframgildis hröðunar. Breytileikinn er vegna óvissu í dvínunarlíkingum og staðsetninga hermdra gerviskjálfta.



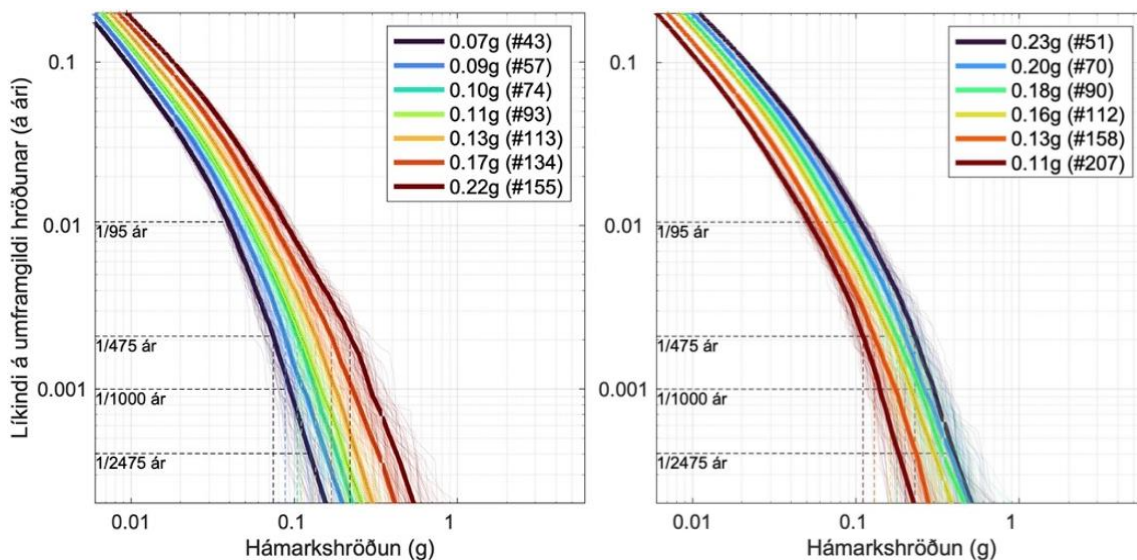
Mynd 10. Reiknaðir skjálftavárlíkindaferlar fyrir gefið hnit í Reykjavík (sjá hring á Mynd 9). Skjálftavárlíkindaferlar fjögurra gervistaða sem umkringja gefið hnit eru sýndir sem gráir ferlar. Skjálftavárlíkindaferlar fyrir umrædda staðsetningu (svartar línur) eru brúaðir út frá samsvarandi ferlum fyrir gervistaðina. Meðaltal skjálftavárlíkinda er sýnt með rauðum ferli. Fyrir valinn endurkomutíma eru fundin árleg líkindi á umframgildi á y-ás og tilsvareandi hámarkshröðun lesin af x-ás.

Árlegar líkur á umframgildi hámarkshröðunar eru teiknaðar á y-ás, og eru ýmsar líkur merktar með strikálínum sem samsvara mismunandi endurkomutíma þ.e.a.s. mismunandi lengd tímabila sem jafnan eru notuð til viðmiðunar í jarðskjálftahönnun mannvirkja.

Algengust þeirra eru 95, 475, 1000 og 2475 ára endurkomutímar sem jafngilda 50%, 10%, 4% og 2% líkum á 50 ára tímabili, á því að hámarkshröðun fari yfir tilsvarendi gildi á x-ás (sjá lóðréttar strikálínur á Mynd 10). Hámarkshröðun með 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili er jafnan notuð sem viðmið við hönnuna venjulegra bygginga, en hámarkshröðunar með lægri (2–5%) líkur á umframgildi fyrir mikilvægari mannvirki (t.d. 5% í Eurocode 8, European Committee for Standardization, 2004).

Mynd 11 sýnir skjálftavárlíkindaferla fyrir tvö snið í þéttbýli á höfuðborgarsvæðinu. Hið fyrra er langsnið frá Seltjarnarnesi upp að Elliðavatni (vinstra graf), og það síðara er þversnið frá Hafnarfirði upp í Mosfellsbæ (hægri graf). Nánar tiltekið sýnir Mynd 9 afstöðu sniðanna, og gervistaði á endum þeirra eru númer #43, Seltjarnarnesi og #155, Elliðavatni annars vegar, og #51, Hafnarfirði og #207, Mosfellsbæ, hins vegar. Langsniðið sýnir dreifingu hámarkshröðunar á höfuðborgarsvæðinu í NV-SA stefnu frá lægstu meðalgildum ($\sim 0,07g$) á Seltjarnarnesi til hæstu meðalgilda við Elliðavatn ($\sim 0,22g$). Þversniðið sýnir dreifingu hröðunargilda í SV-NA stefnu, frá $\sim 0,23g$ í Hafnarfirði til $\sim 0,11g$ í Mosfellsbæ.

Hámarkshröðun lækkar þannig hratt frá suðurbyggðum þéttbýlis á höfuðborgarsvæðinu og til norðurbyggða. Megin ástæða hærri gilda í suðurbyggðum er nálægð þeirra við þverbrotabelti Reykjaness sem liggur eftir flekaskilunum. Megin ástæða þess hve hámarkshröðun lækkar hratt frá S/SA til N/NV er hve skjálftabylgjurnar dvína hratt með aukinni fjarlægð frá upptakasprungunum á þverbrotabeltinu. Daufir þunnir ferlar gefa til kynna breytileika skjálftavárlíkindaferlanna miðað við meðalgildið. Breytileikinn er vegna óvissu í dvínunarlíkingum og notkunar mismunandi gerviskjálftaskráa.



Mynd 11. Samanburður á skjálftavárlíkindaferlum fyrir langsnið frá Seltjarnarnesi að Elliðavatni (vinstri) og þversnið frá Hafnarfirði að Mosfellsbæ (hægri) á höfuðborgarsvæðinu. Gervistaður #43 er á Seltjarnarnesi og #155 í Elliðavatni, og gervistaður #51 er í Hafnarfirði og #207 í Mosfellsbæ (sjá Mynd 9). Gefin hámarkshröðun er fyrir 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili (lóðréttar strikálínur). Þykkar línur tákna meðaltal skjálftavárlíkinda á meðan þunnar og daufar línur gefa til kynna breytileika þeirra.

2.3.2 Skjálftavárlíkindakort

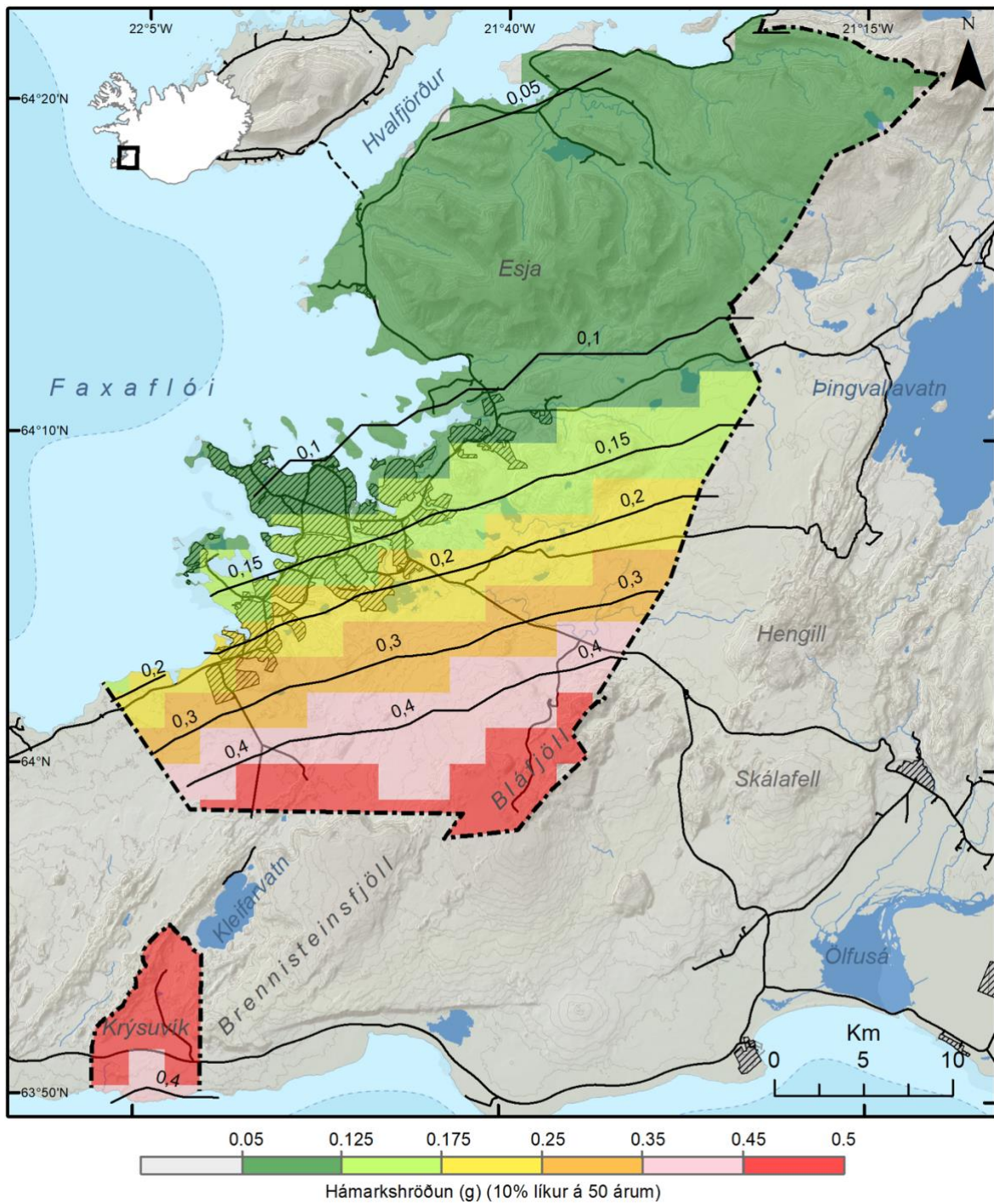
Skjálftavárlíkindakort er kort sem sýnir landfræðilega dreifingu gilda ákveðinnar kennistærðar yfirborðshreyfingar vegna jarðskjálfta, miðað við tiltekin skjálftavárlíkindi. Sem fyrr segir, þá er kennistærðin sem notuð er í jarðskjálftaverkfræði hámarkshröðun yfirborðshreyfingar af völdum jarðskjálfta (PGA) og skjálftavárlíkindin sem miðað er við í hönnun hefðbundinna mannvirkja eru 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili (sem jafngildir 475 ára endurkomutíma á umframgildi). Gildi hámarkshröðunar miðað við þessi skjálftavárlíkindi er lesin af skjálftavárlíkindaferli hvers gervistaðar fyrir sig (sbr. Mynd 10 og Mynd 11, og umfjöllun hér á undan).

Skjálftavárlíkindakort á höfuðborgarsvæðinu fyrir hámarkshröðun yfirborðs jarðar með 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili er sýnt á Mynd 12. Til glöggvunar eru skjálftavárlíkindin sýnd bæði með jafngildislínum og lituðum svæðum. Gildin eru gefin sem hlutfall þyngdarhröðunar jarðar, að hámarki 0,5 g. Miðpunktar þéttbýlla svæða eru teiknaðir inn til frekari upplýsinga. Sömu upplýsingar eru sýndar með stærri kvarða á Mynd 13 þar sem þysjað hefur verið inn á þéttbýli höfuðborgarsvæðisins. Um sömu nákvæmni og á Mynd 12 er þó að ræða en gildi hámarkshröðunar voru þó brúuð yfir á þéttara net gervistaða með 1 km bili.

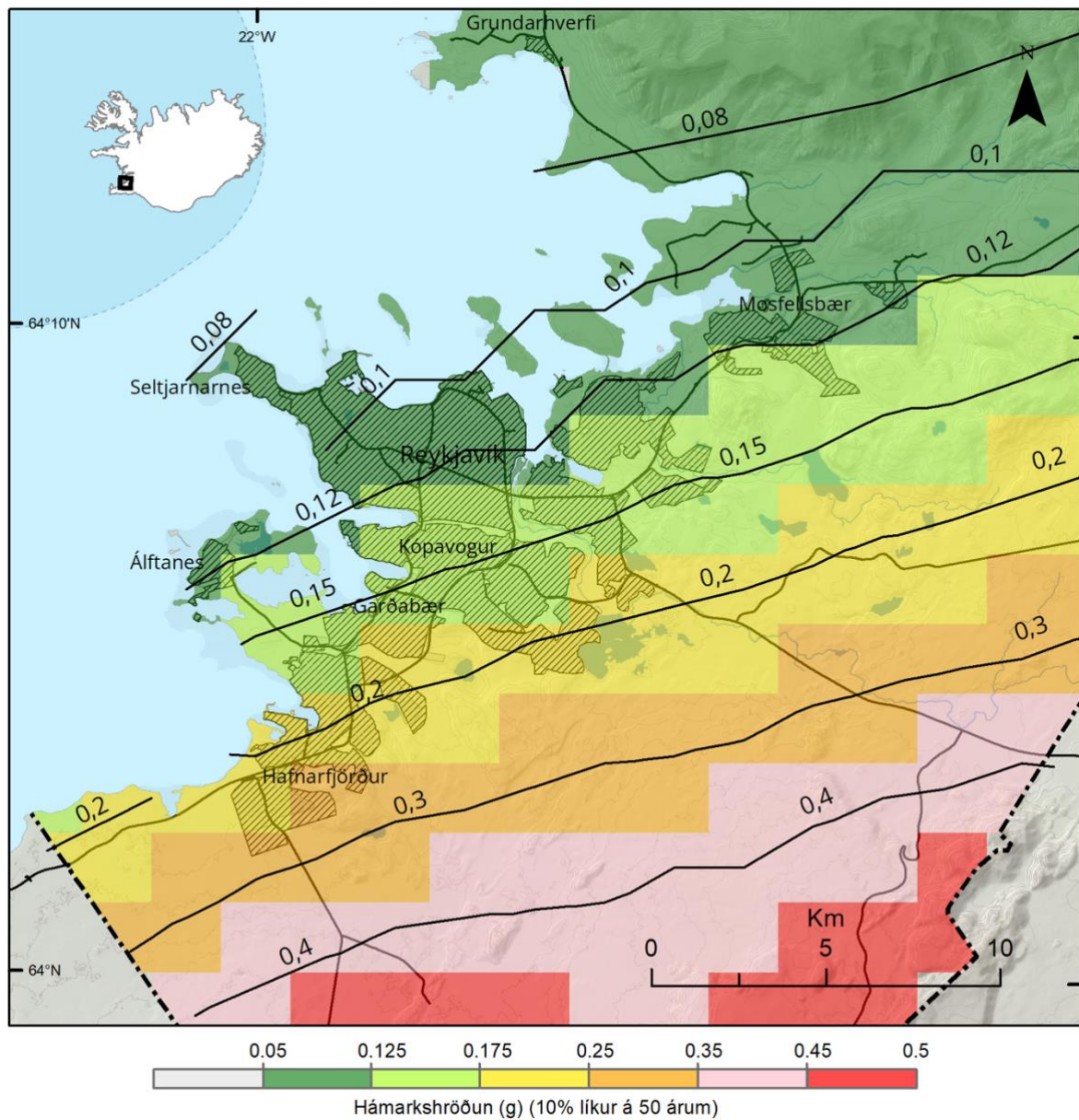
Niðurstöðurnar sýna að hámarkshröðun á höfuðborgarsvæðinu með 10% líkur á umframgildum á 50 ára tímabili liggur á bilinu frá 0,05 g til 0,4 g að meðaltali. Jafngildislínur hröðunar sýna að hröðun lækkar hratt með fjarlægð frá flekaskilunum á Reykjanesi þ.e.a.s. upptakasvæðum jarðskjálfta á brotabeltinu. Til einföldunar má segja að meðaltal hámarkshröðunar á Seltjarnarnesi sé um 0,07 og um 0,1 g í miðbæ Reykjavíkur, á milli 0,1 og 0,15 g á Álfanesi, í Reykjavík og í Mosfellsbæ. Í Kópavogi og Garðabæ liggja gildin á milli 0,15 og 0,20g, og í Hafnarfirði um 0,20 g. Hæst gildi á öllu svæðinu eru yfir 0,4 g nálægt flekaskilunum í fjalllendi Reykjanesskaga og lægstu gildin á höfuðborgarsvæðinu gefur að líta nyrst, í sunnanverðum Hvalfirði.

Framsetning skjálftavárlíkindakortana í þessari skýrslu er gerð út frá ákveðnum litakvarða og grófleika. Litakvarði skjálftavárlíkindakortanna liggur frá 0 til 0,5 g og þau gildi og litirnir eru valin í samræmi við þau sem eru notuð í núgildandi skjálftavárlíkindakorti, sem birt er sem þjóðarskjal með Evrópustaðli fyrir jarðskjálftahönnun mannvirkja á Íslandi (sjá kafla

a 3). Grófleiki myndrænnar framsetningar ákvarðast út frá því að skjálftavárlíkindaferlar hafi verið reiknaðir fyrir net gervistaða með 2 km millibili til austurs og norðurs, hvort fyrir sig, innan athugunarsvæðisins. Engin tilraun var gerð frekar til þess að brúa gildin yfir á fínna net gervistaða. Ástæðan er einkum sú að breytileiki hröðunargilda á hverjum gervistað, og þá einnig á milli aðliggjandi gervistaða, er talsverður líkt og Mynd 10 gefur til kynna. Með því að halda í grófleika í framsetningu hámarkshröðunargilda í skjálftavárlíkindakortunum er vonast til þess að lesandi sé minntur á þennan breytileika (m.ö.o. óvissu), sem er síðan formlega ákvarðaður í kafla 2.3.4.



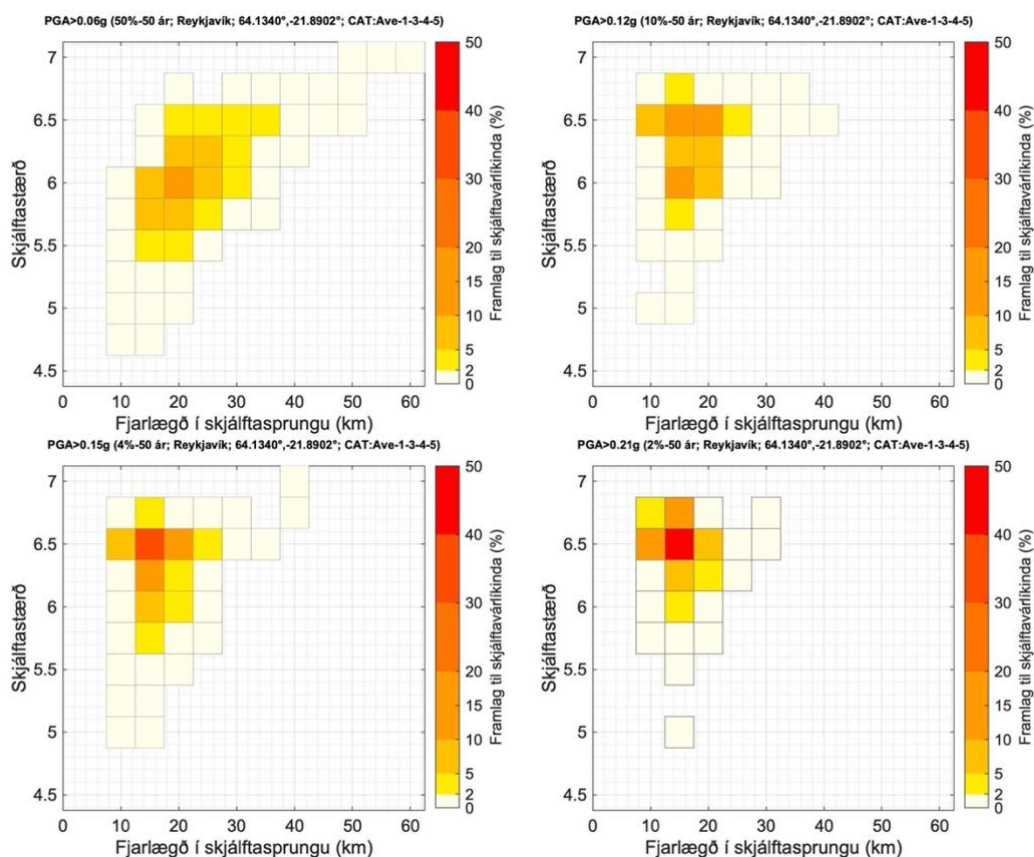
Mynd 12. Skjálftavárlíkindakort fyrir höfuðborgarsvæðið sem sýnir lárétta hámarkshröðun yfirborðs jarðar sem hlutfall af þyngdarhröðun jarðar, g (9.81 m/s^2), miðað við 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili.



Mynd 13. Skjálftavarlíkindakort fyrir höfuðborgarsvæðið sem sýnir lárétta hámarkshröðun yfirborðs jarðar sem hlutfall af þyngdarhröðun jarðar, g (9.81 m/s^2), miðað við 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili. Kortið sýnir það sama og fyrri mynd nema í stærri kvarða fyrir þéttbýli höfuðborgarsvæðisins.

2.3.3 Ráðandi sviðsmyndir jarðskjálfta

Mat á skjálftavárlíkindum með hermunum sem þessi skýrsla byggir á gefur möguleika á að rýna frekar í eigindir hámarkshröðunar fyrir gefin válíkindi. Tökum sem dæmi skjálftavárlíkindaferilinn fyrir Reykjavík sem sýndur er á Mynd 10. Strikalínurnar sem teiknaðar hafa verið fyrir 50%, 10%, 4% og 2% válíkindin á 50 ára tímabili (og samsvara endurkomutíma hröðunar upp á 95, 475, 1000 og 2475 ár) má nota til þess að lesa tilsvareandi hámarkshröðunargildi af x-ás upp. Þau eru 0,06 g, 0,12 g, 0,15 g og 0,21 g hvort um sig. Hvert þessara gilda er byggt upp af öllum þeim sviðsmyndum jarðskjálfta sem hermdar hafa verið, en í flestum ef ekki öllum tilfellum eru sumar sviðsmyndir jarðskjálfta meira ráðandi en aðrar á hverjum stað. Á Mynd 14 mynd gefur að líta framsetningu sviðsmynda jarðskjálfta fyrir Reykjavík. Með öðrum orðum, þær stærðir jarðskjálfta og fjarlægð þeirra frá Reykjavík sem leggja mest til hámarkshröðunar fyrir tiltekin válíkindi.

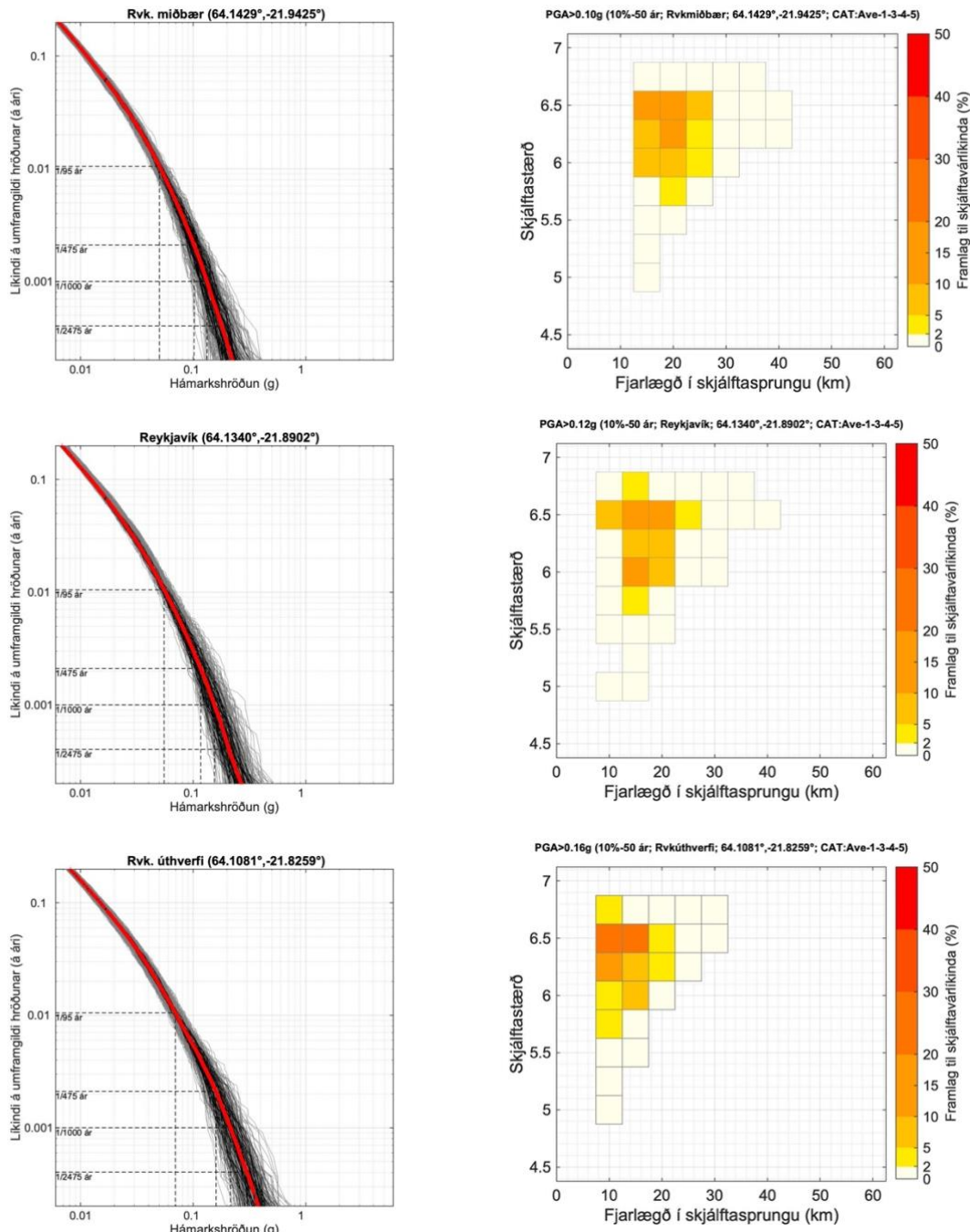


Mynd 14. Skjálftavárlíkindaferill fyrir Reykjavík (efst) og framlag sviðsmynda jarðskjálfta (í formi skjálftastærðar og sprungufjarlægðar) til hámarkshröðunar með 50%, 10% (mið) 4% og 2% líkur (neðst) á umframgildum á 50 ára tímabili (sbr. endurkomutíma upp á 95, 475, 1000 og 2475 ár).

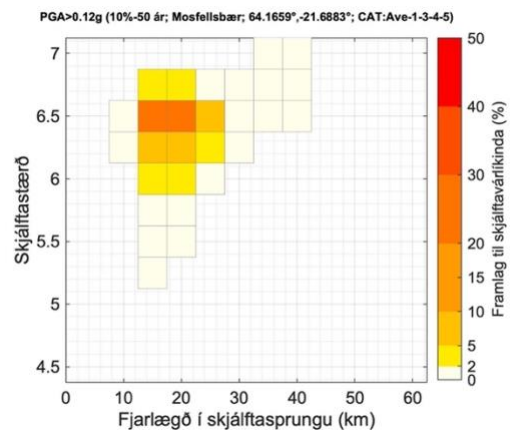
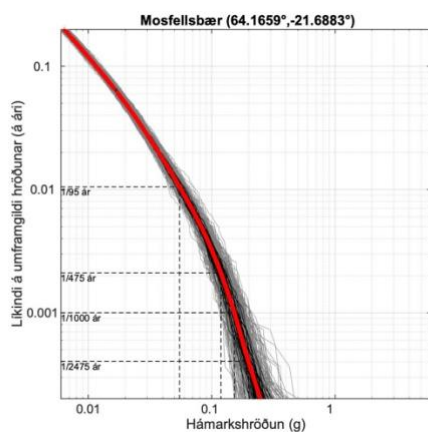
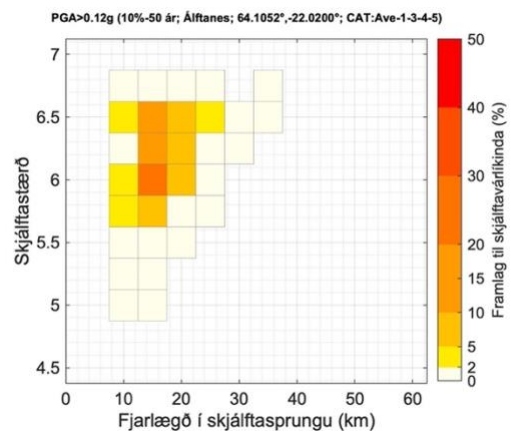
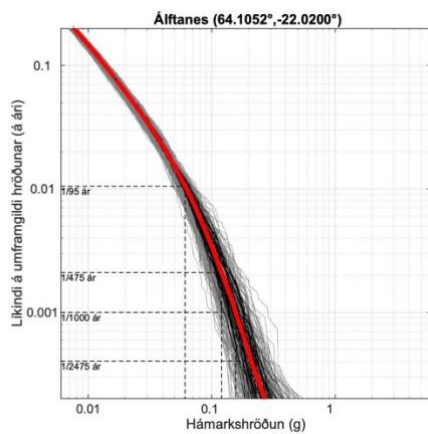
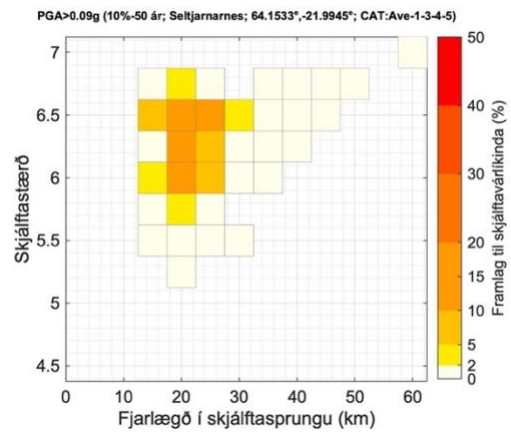
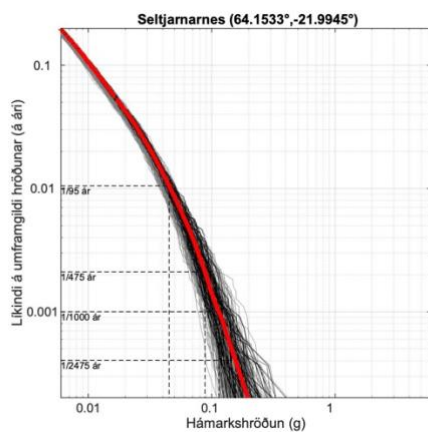
Fyrir válíkindi sem samsvara 95 ára endurkomutíma og með hámarkshröðun 0,06g (með 50% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili) má lesa af myndinni (efst, vinstra megin) að þær sviðsmyndir jarðskjálfta sem leggja mest til þeirrar hámarkshröðunar eru með skjálftastærðina ~5.75–6.25 og í ~15–25 km fjarlægð. Fyrir 2475 ára endurkomutíma (neðst, hægra megin) er hámarkshröðunin hins vegar 0,21 g (með 2% líkur á umframgildi

á 50 ára tímabili) og þar er í raun ein sviðsmynd jarðskjálfta upp á ~6.5 í ~15 km fjarlægð sem er allsráðandi í skjálftavárlíkindunum fyrir Reykjavík.

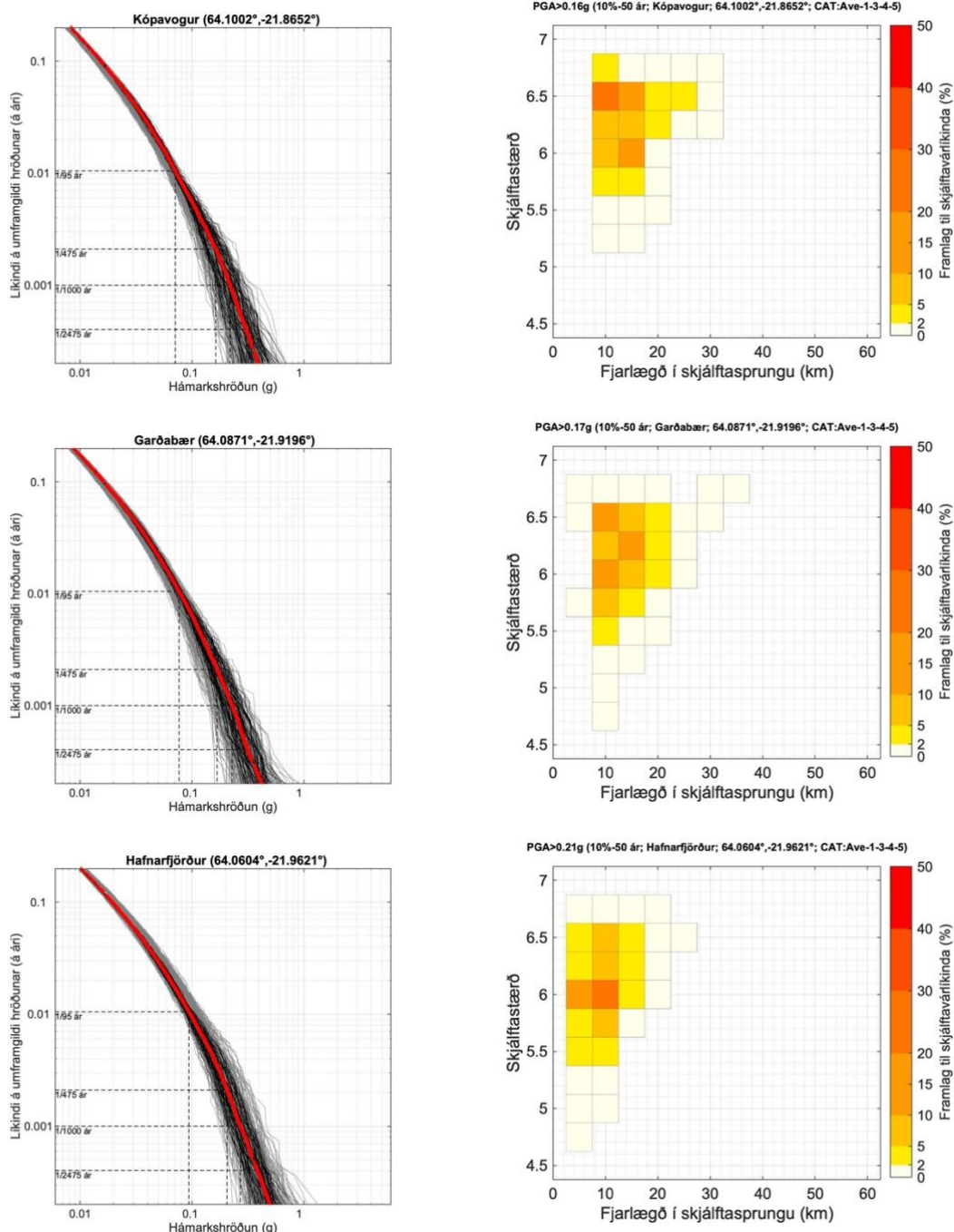
Á sama hátt má sjá skjálftavárlíkindaferla fyrir fleiri þéttbýlisstaði á höfuðborgarsvæðinu (Mynd 15 til Mynd 17) ásamt gröfum sem gefa upp framlag sviðsmynda jarðskjálfta fyrir hvern stað fyrir sig, m.v. 475 ára endurkomutíma (10% líkur á umframgildi hröðunar á 50 ára tímabili), sem eru þau válíkindi sem almennt er miðað við í hönnun venjulegra bygginga.



Mynd 15. Skjálftavárlíkindaferlar fyrir þrjá staði í Reykjavík (vinstri: miðbær, miðja og úthverfi) og tilsvareandi framlag sviðsmynda jarðskjálfta (í formi skjálftastærðar og sprungufjarlægðar) fyrir hvern stað (hægri). Niðurstöðurnar gilda fyrir hámarkshröðun með 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili.



Mynd 16. Skjálftavárlíkindaferlar (vinstri) fyrir Seltjarnarnes (efst), Álftanes (miðja) og Mosfellsbæ (neðst) ásamt tilsvarendi framlagi sviðsmynda jarðskjálfta (í formi skjálftastærðar og sprungufjarlægðar) fyrir hvern stað (hægri). Niðurstöðurnar gilda fyrir hámarkshröðun með 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili.



Mynd 17. Skjálftavárlíkindaferlar (vinstri) fyrir Kópavog (efst), Garðabæ (miðja), og Hafnarfjörð (neðst) ásamt tilsvarendi framlagi sviðsmynda jarðskjálfta (í formi skjálftastærðar og sprungufjarlægðar) fyrir hvern stað (hægri). Niðurstöðurnar gilda fyrir hámarkshröðun með 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili.

2.3.4 Óvissugreining

Mikil vinna hefur átt sér stað á undanförunum árum við að treysta grunnstoðir formlegs mats á jarðskjálftavá. Hér er um að ræða skilgreiningu á upptakasvæðum jarðskjálfta, jarðskjálftavirkni þeirra, og einkum hvernig jarðskjálftahreyfingar breytast með jarðskjálftastærð, fjarlægð frá upptökum, og jarðfræði þess staðar þar sem meta á skjálftavána. Þessum grunnatriðum er beitt í formlegu mati á skjálftavárlíkindum, sem

annaðhvort byggir á líkindadreifingum (C. Allin Cornell, 1968; sjá einnig Jack Baker o.fl., 2021) eða á Monte Carlo hermunum á gerviskjálftaskráum og tilsvarendi tölfraði sem unnin úr niðurstöðum þeirra hermanna (Ragnar Sigbjörnsson o.fl., 1995; Gail M. Atkinson, 2012; Milad Kowsari o.fl., 2017).

Helstu einkenni þessara grunnatriða voru sett fram í kafla 2.2 þar sem breytileikar þeirra voru gefnir til kynna með vikiðum og einstökum gildum slembiferlis. Nánari upplýsingar um hvert og eitt ofangreindra grunnatriða og hina ýmsu þætti þeirra gefur að líta í nýlegum ritrýndum vísindagreinum (Farnaz Bayat, Milad Kowsari, o.fl., 2022; Farnaz Bayat o.fl., 2024; Atefe Darzi o.fl., 2022, 2023; Milad Kowsari o.fl., 2019, 2020, 2021, 2023; Sahar Rahpeyma o.fl., 2016; Sahar Rahpeyma, 2018; Sahar Rahpeyma o.fl., 2019, 2022; Sahar Rahpeyma, Benedikt Halldorsson, o.fl., 2023; Sahar Rahpeyma, Milad Kowsari, o.fl., 2023; Otilio Rojas o.fl., 2024; Tim Sonnemann o.fl., 2019, 2020).

Ofangreind vinna liggur til grundvallar því mati sem hér er sett fram á skjálftavárlíkindum höfuðborgarsvæðisins og er Monte Carlo hermunum beitt í mati á skjálftavárlíkindum eins og lýst er í kafla 2.3. Þess má geta að þótt aðferðin hafi tiltölulega nýlega rutt sér til rúms á heimsvísu í formlegu og reikningslegu mati á skjálftavárlíkindum, þá á notkun hennar langa sögu hér á landi (Ragnar Sigbjörnsson o.fl., 1995).

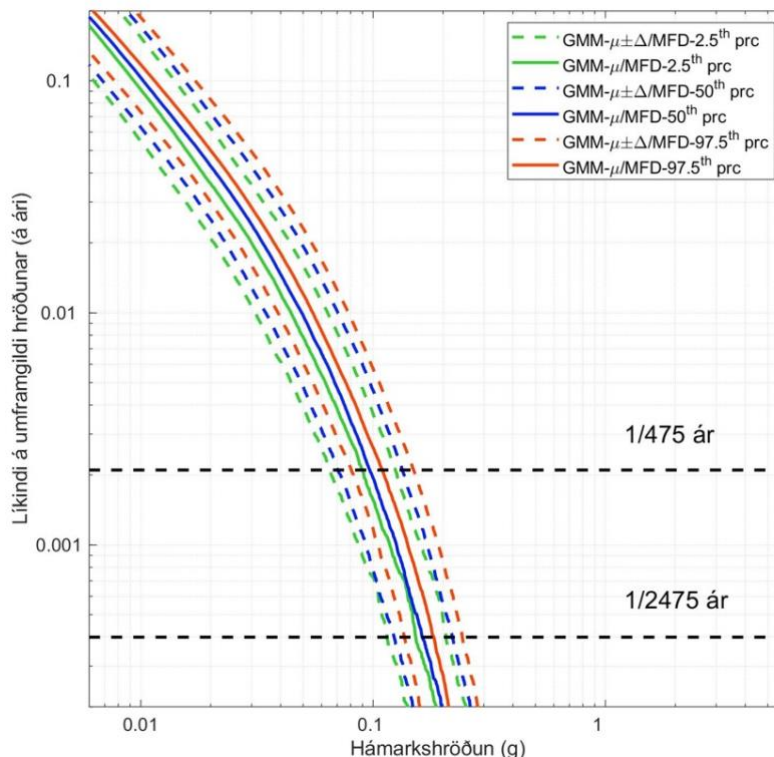
Nýlega var slíkum hermunum beitt í staðbundnu mati á skjálftavárlíkindum fyrir tvo staði í og við brotabelti Suðvesturlands, Reykjavík og Selfoss, þar sem ný aðferð í meðhöndlun dvínunarlíkinda var notuð og niðurstöðurnar bornar saman við hefðbundnar aðferðir. Fjöldi dvínunarlíkinga er til fyrir stóru skjálftasvæði heimsins (John Douglas, 2018b) en yfirleitt eru bara fáeinir þeirra talðar henta fyrir minni skjálftasvæði og eru þá nefndar svæðisbundnar (e. regional) dvínunarlíkingar. Nýja aðferðin byggir á að velja með meginlegum aðferðum eina dvínunarlíkingu til að nota sem „hryggjarstykki“ (e. backbone) sem aðrar svæðisbundnar dvínunarlíkingar eru bornar saman við (John Douglas, 2018a; Milad Kowsari o.fl., 2023). Aðferðin byggir á að meðaltal hámarkshröðunar er metið með hryggjarstykki dvínunarlíkinganna en breytileiki hennar er metinn út frá frávikum hinna dvínunarlíkinganna frá hryggjarstykkinu. Þannig fæst mat á svokallaða þekkingaróvissu (e. epistemic/modeling uncertainty) dvínunarlíkinga. Þekkingaróvissan er annar hluti heildaróvissu líkana sem gerð eru til að lýsa náttúrulegum fyrirbærum, og er hinn hlutinn vegna „náttúrulegrar“ óvissu (e. aleatory/natural uncertainty).

Áhrif ofangreindrar þekkingaróvissu á skjálftavárlíkindi hafa verið metin (Milad Kowsari o.fl., 2023). Á Mynd 18 eru sýnd dæmi um skjálftavárlíkindaferla fyrir staðsetningu nálægt miðbæ Reykjavíkur. Þessir ferlar hafa verið metnir út frá nýrri aðferð sem metur ferilinn út frá meðaltali frá einni dvínunarlíkingu (heildregin blá lína $GMM-\mu$, sem gegnir hlutverki hryggjarstykkis). Breytileiki í skjálftavárlíkindaferlinum sem fæst með því að nota aðrar dvínunarlíkingar til samanburðar með þessari nýju aðferð er sýndur með strikálínum (í sama lit, merktum $GMM-\mu \pm \Delta$). Þannig gefur þessi aðferð ekki bara „miðju“ (e. center) heldur einnig „meginbil“ (e. body) þeirrar hámarkshröðunar (m.v. ákveðinn endurkomutíma, t.d. 475 og 2475 ár) sem fæst með greiningu á þeim gögnum sem fyrir hendi eru, beitingu þróðustu aðferða og líkana sem til staðar eru, og formlegu mati á óvissu (Milad Kowsari o.fl., 2023).

Á myndinni eru sýndar strikálínur sem afmarka meginbil meðaltals skjálftværlíkindaferilsins (heildregna línan) og liggja ystu strikálínurnar u.þ.b. 0,18 einingum tugalogra (e. common logarithm) frá meðaltalinu (blá lína). Nánar tiltekið, þegar miðja hámarkshröðunar er $\ddot{a}=0,1$ g (m.v. 475 ára endurkomutíma) má reikna út meginbil hröðunarinnar ($\Delta_{\ddot{a}}$) út frá

$$\Delta_{\ddot{a}} = 10^{\log(\ddot{a}) \pm \Delta} \quad (1)$$

Að því gefnu að $\Delta=0,18$ þá fæst meginbil á bilinu 0,07-0,15 g. Að sama skapi þegar miðja hámarkshröðunar er 0,16g (m.v. 2475 ára endurkomutíma) þá liggur meginbil hröðunar á bilinu 0,11-0,24 g.



Mynd 18. Miðjur og meginbil hámarkshröðunar eftir skjálftaværlíkindum fyrir ákveðinn stað nálægt miðbæ Reykjavíkur. Miðja skjálftaværlíkindaferilsins er metinn út frá hryggjarstykki dvínunarlíkinga (GMM- μ , heildregin blá lína). Meginbil hámarkshröðunar fæst með því að meta skjálftaværlíkindaferla út frá fráviki annarra dvínunarlíkinga frá hryggjarstykkinu (GMM- $\mu \pm \Delta$, bláar strikálínur). Með því að taka tillit til 95% öryggisbils jarðskjálftavirkinnar (jaðrar gráa svæðisins á Mynd 5) fást samsvarandi grænir og rauðir ferlar (miðjur og meginbil).

Áhrif þekkingaróvissu á jarðskjálftavirkni brotabeltisins hefur einnig verið metin. Meðaltal skjálftaværlíkindaferilsins sem sýndur er með blárrí línu er byggt á meðaltali jarðskjálftavirkniferilsins á Mynd 5. Rauðir og grænir ferlar á Mynd 18 fást með því að taka tillit til 95% öryggisbils jarðskjálftavirkniferilsins (neðri og efri jaðrar gráa svæðisins á Mynd 5). Samanburður á stærð meginbils hámarkshröðunar vegna breytileika í dvínunarlíkingum annars vegar og jarðskjálftavirkni hins vegar sýnir að það munar talsvert meira um óvissuna tengdri dvínunarlíkingunum. Meginbil vegna þeirra er um 3–4 sinnum stærra en meginbilið vegna óvissu í jarðskjálftavirkni.

Ofangreint mat á hámarkshröðun eftir skjálftavárlíkindum þar sem miðja og meginbil eru sett fram krefst talsverðrar reiknigetu. Niðurstöður í þessari skýrslu byggja á skilvirkari aðferð og sýnt hefur verið fram á að munur á skjálftavárlíkindaferlum þessara aðferða er óverulegur. Stærð meginbilsins hér að ofan, þótt metið hafi verið fyrir einn stað, má því til einföldunar heimfæra yfir alla staði þéttbýlis á höfuðborgarsvæðinu.

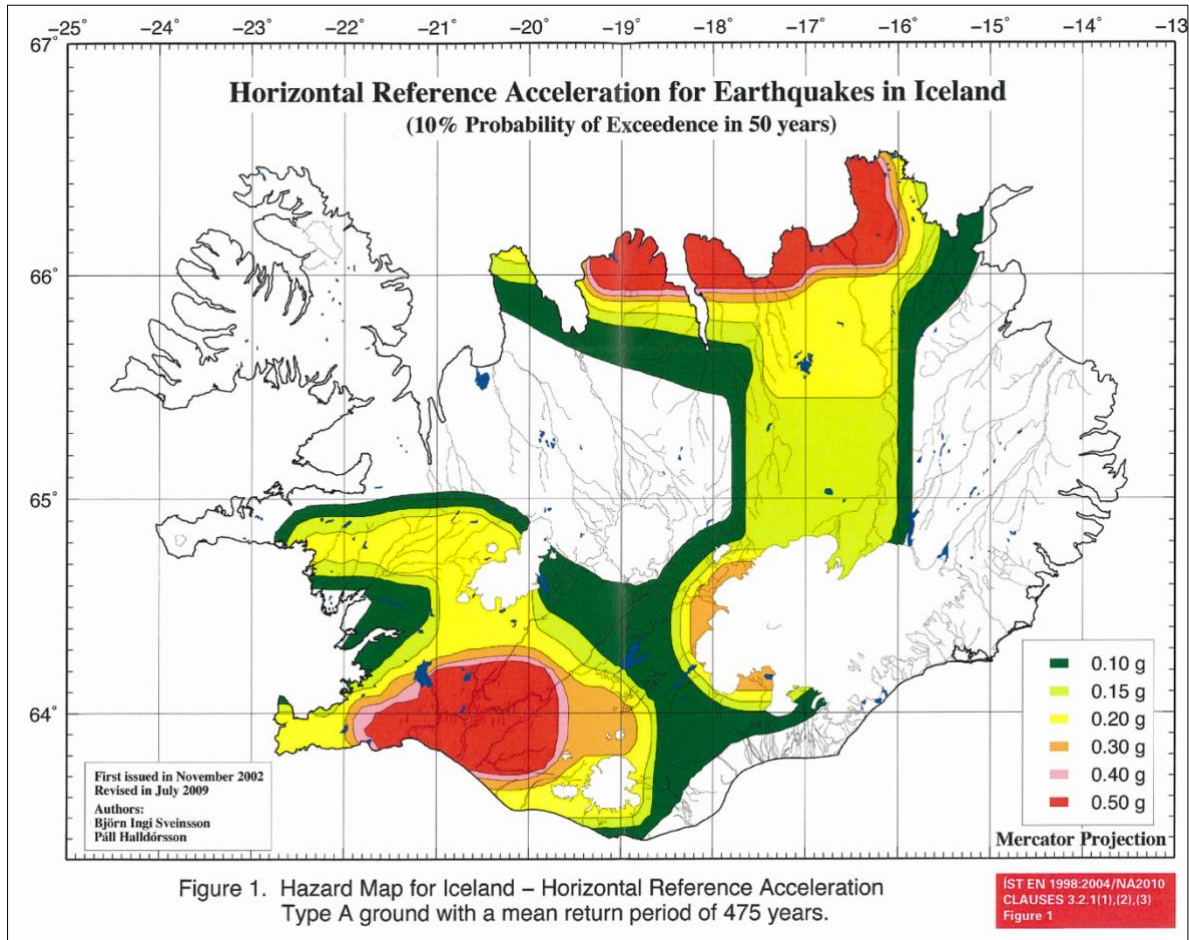
Stærð meginbils skal hafa í huga þegar horft er á niðurstöður þessarar skýrslu. Með öðrum orðum, hámarkshröðun sú sem fæst úr skjálftavárlíkindaferlum og sem sýnd er á skjálftavárlíkindakortum gefur til kynna gildið sem miðja dreifingar hámarkshröðunar hefur. Til þess að miðjan hafi meiri þýðingu, sér í lagi í samanburði við meðaltal annarra staða, þarf einnig að hafa í huga stærð ofangreinds meðalbils dreifingarinnar. Tafla 2 sýnir meðaltal og dreifingu (þ.e.a.s., miðju og meginbil) hámarkshröðunar þéttbýlisstaða á höfuðborgarsvæðinu þegar tekið er tillit til formlegs mats á óvissu í líkönu af dvínunarlíkingum og jarðskjálftavirkni.

Tafla 2. Jarðskjálftavá þéttbýlisstaða á höfuðborgarsvæðinu fyrir mismunandi válíkindi/endurkomutíma, gefin sem lárétt hámarkshröðun sem hlutfall af þyngdarhröðun jarðar. Hámarkshröðun er sett fram með miðju (meðaltali) og meginbili, sem gefur til kynna stærð óvissu.

Endurkomutími	95 ár		475 ár		1000 ár		2475 ár	
Válíkindi	50% á 50 árum		10% á 50 árum		4% á 50 árum		2% á 50 árum	
Staður	Miðja	Meginbil	Miðja	Meginbil	Miðja	Meginbil	Miðja	Meginbil
Mosfellsbær	0,05	0,03-0,08	0,12	0,08-0,18	0,15	0,10-0,23	0,20	0,13-0,30
Seltjarnarnes	0,05	0,03-0,08	0,09	0,06-0,14	0,11	0,07-0,17	0,16	0,11-0,24
Reykjavík	0,06	0,04-0,09	0,12	0,08-0,18	0,15	0,10-0,23	0,21	0,14-0,32
Rvk. Miðbær	0,05	0,03-0,08	0,10	0,07-0,15	0,13	0,09-0,20	0,18	0,12-0,27
Rvk. Úthverfi	0,07	0,05-0,11	0,16	0,11-0,24	0,21	0,14-0,32	0,30	0,20-0,45
Kópavogur	0,07	0,05-0,11	0,16	0,11-0,24	0,22	0,15-0,33	0,31	0,20-0,47
Garðabær	0,08	0,05-0,12	0,17	0,11-0,26	0,23	0,15-0,35	0,32	0,21-0,48
Álftanes	0,06	0,04-0,09	0,12	0,08-0,18	0,16	0,11-0,24	0,21	0,14-0,32
Hafnarfjörður	0,09	0,06-0,14	0,21	0,14-0,32	0,27	0,18-0,41	0,39	0,26-0,59

3 Samanburður við núgildandi skjálftavárlíkindakort

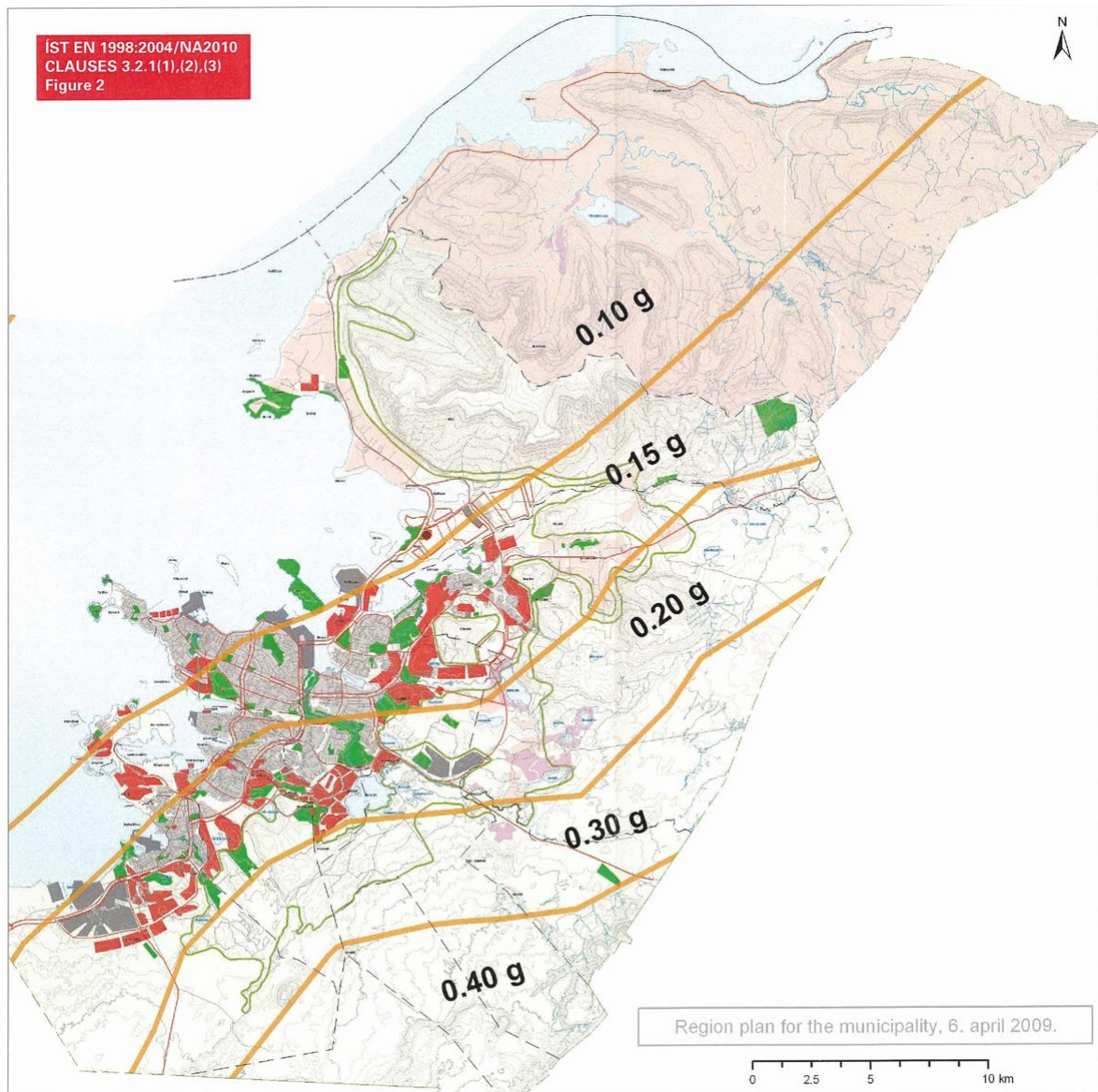
Núgildandi hönnunarforsendur jarðskjálftahönnunar mannvirkja á Íslandi eru gefnar í formi skjálftavárlíkindakorts sem er Þjóðarskjal Íslands fyrir Eurocode 8 evrópustaðalinn (Staðlaráð Íslands, 2010). Skjálftavárlíkindin eru gefin fyrir Ísland í heild (Mynd 19), og í stærri kvarða á höfuðborgarsvæðinu (Mynd 20). Skjálftavárlíkindakort fyrir Ísland (Mynd 19) gefur til kynna svæðisbundna hámarkshröðun sem nota skal við jarðskjálftahönnun á Íslandi. Hámarksgildi hröðunar er 0,5 g á brotabeltum Suðurlands og Norðurlands en lágmarksgildi 0,05 g (ólituð svæði á Mynd 19).



Mynd 19. Skjálftavárlíkindakort fyrir Ísland – Þjóðarskjal Íslands fyrir Eurocode 8 Evrópustaðalinn (Staðlaráð Íslands, 2010).

Skjálftavárlíkindakort höfuðborgarsvæðisins (Mynd 20), sem liggur til grundvallar Þjóðarskjali Íslands fyrir Evrópustaðalinn, var gert árið 2002 og er höfundum ókunnugt um að nákvæm útlistun á forsendum matsins liggi fyrir eða tæknileg lýsing hafi verið birt. Árið 2009 var skjálftavármatið uppfært lítillega en breyttist ekki á höfuðborgarsvæðinu. Á höfuðborgarsvæðinu liggja hámarksgildi hröðunar frá 0,1 g til 0,4 g sem dreifast á eftirfarandi hátt sbr. Mynd 20: 0,1 g fyrir Kjalarnes, miðbæ Reykjavíkur, Seltjarnarnes, jaðar Álftaness og norðurjaðar Mosfellsbæjar, 0,15 g fyrir Álftanes, jaðar Garðabæjar og Kópavogs, meginhluta Reykjavíkur, að Breiðholti undanskildu, og Mosfellsbæ, 0,2 g fyrir Hafnarfjörð, og efri byggðir Reykjavíkur, Kópavogs og Garðabæjar.

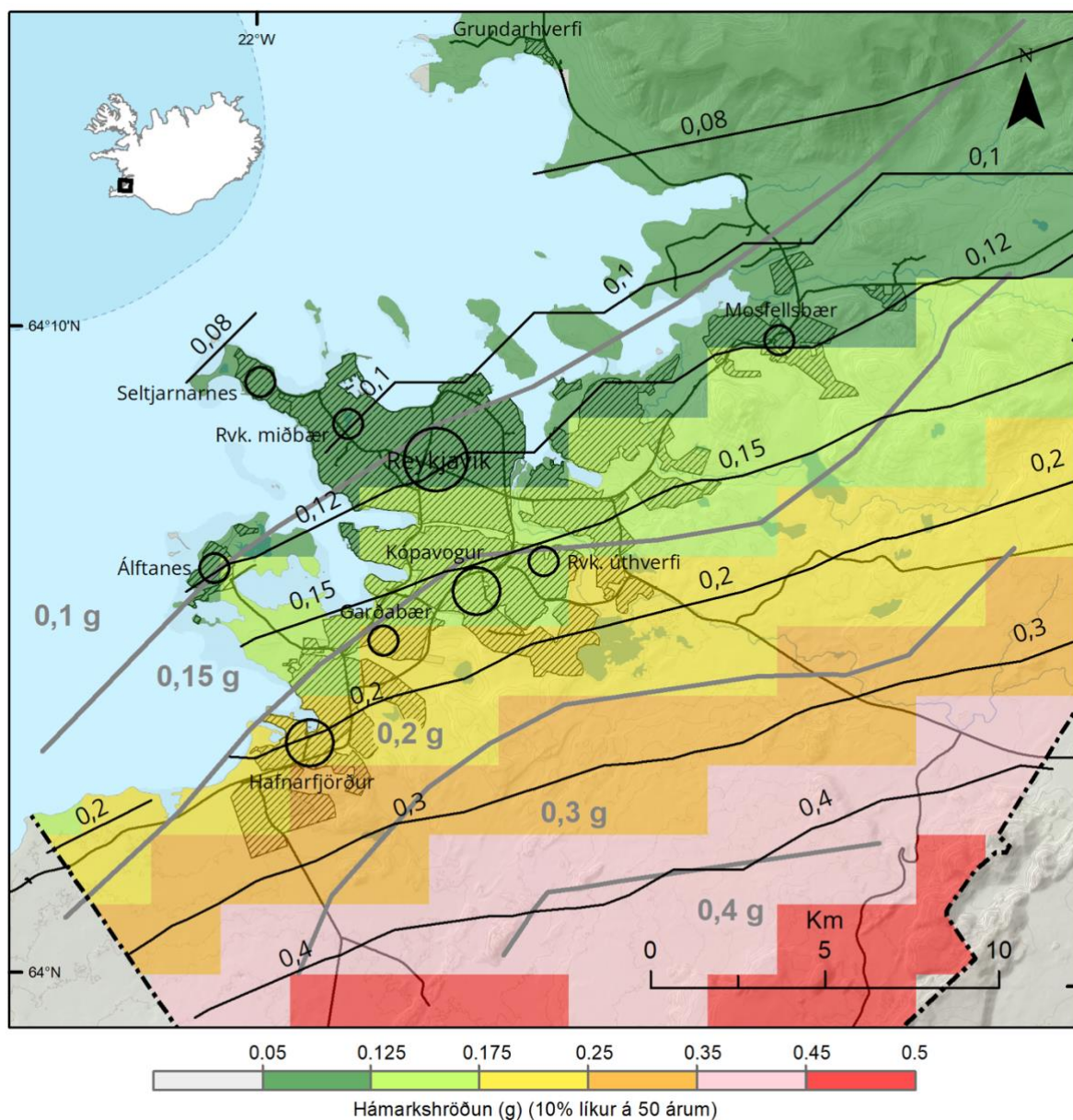
Framsetning skjálftavárlíkinda skv. Þjóðarskjali er á þann hátt að hverri þekju á kortinu er úthlutað eitt gildi hámarkshröðunar. Þannig tekur hönnunarhröðun fyrir þéttbýli á höfuðborgarsvæðinu í raun þrjú gildi og það í þrepum með skörpum skilum: 0,1 g fyrir strandir og annes, 0,15 g fyrir meginhluta Reykjavíkur og Mosfellsbæ, og 0,2 g fyrir Hafnarfjörð, Garðabæ og suðurbyggðir Kópavogs og Reykjavíkur. Skilin á milli gilda á þessum svæðum eru skörp með 0,05 g mismun á milli aðliggjandi svæða. Slík framsetning getur verið óheppileg og skapað óvissu um hvaða gildi skuli nota, en dæmi um það er hámarkshröðun upp á 0,1 g og 0,15 g á Álfanesi, og 0,15 g á Arnarnesi en 0,20 g í Garðabæ sunnan Reykjavíkurveggar.



Mynd 20. Skjálftavárlíkindakort á höfuðborgarsvæðinu – Þjóðarskjal Íslands fyrir Eurocode 8 Evrópustaðalinn (Staðlaráð Íslands, 2010).

Á Mynd 21 gefur að líta uppfært mat á skjálftavárlíkindakorti á höfuðborgarsvæðinu þar sem jaðrar svæða í Þjóðarskjali með mismunandi skjálftavá hafa verið gróflega teiknaðir inná (út frá Mynd 20). Fljótt á litið er megin munur núgildandi skjálftavárlíkinda og hinna uppfærðu sá að jafngildislínur hröðunar liggja ekki samsíða. Núgildandi línur liggja u.þ.b.

SV-NA sem gefur til kynna að megnið af skjálftavánni sé frekar staðbundið úr SA-átt á meðan uppfærðar línur liggja VSV-ANA þ.e.a.s. samsíða flekaskilunum og upptakasvæði jarðskjálfta á brotabelti Reykjaness.



Mynd 21. Grófur samanburður á uppfærðu skjálftavárlíkindakorti á höfuðborgarsvæðinu (litir og svartar jafngildislínur) og núgildandi skjálftavárkort skv. Þjóðarskjali Íslands fyrir Eurocode 8 (gráar línur sem skilja að svæði með mismunandi hámarkshröðun). Kortið sýnir hámarkshröðun á yfirborði jarðar sem er með 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili.

Til samaburðar benda uppfærðar línur þannig til þess að megnið af skjálftavánni komi frá flekaskilunum sem liggja eftir Reykjanesskaga. Er það í samræmi við forsendur skjálftavármatsins í þessari skýrslu og bendir til þess að grundvallarmunur sé því á forsendum jarðskjálftaupptaka m.v. Þjóðarskjalið.

Sé litið til gilda skjálftavárlíkindanna í þéttbýli út frá kortinu í Þjóðarskjalinu, þá liggja mörk 0,10 g og 0,15 g hröðunar á milli jafngildislína fyrir 0,10 g og 0,12 g í uppfærðu mati.

Jafnframt liggja mörk 0,15 g og 0,20 g hröðunar skv. Þjóðarskjali á milli 0,15 g og 0,20 g jafngildislína í uppfærðu mati í Hafnarfirði, en við 0,15 g jafngildislínuna í Garðabæ, Kópavogi og úthverfum/suðurbyggðum Reykjavíkur.

Með öðrum orðum, á þekjunni þar sem 0,15 g hröðun gildir á korti í Þjóðarskjali, þá liggja uppfærð skjálftavárlíkindi á bilinu 0,09 g til 0,25 g. Besta samsvörunun á milli núgildandi og uppfærðra skjálftalíkinda er frá Álftanesi, Kópavogi, austurbæ Reykjavíkur og í Mosfellsbæ þar sem gildin liggja á bilinu 0,12–0,175 g. Sama má segja um Hafnarfjörð, Garðabæ og efri byggðir Kópavogs þar sem uppfært mat á yfirborðshröðun liggur á bilinu 0,175 g til 0,25 g en Þjóðarskjalið tilgreinir 0,20 g hröðun.

Á heildina litið má því segja að ákveðið samræmi sé í uppfærðu skjálftavármati á höfuðborgarsvæðinu og því skjálftavárkortu sem gefið er í Þjóðarskjalinu. Uppfært mat er framkvæmt í meiri kortaupplausn og framsetning skjálftavárlíkinda er ekki í föstum gildum fyrir þekjur. Þannig má lesa af meiri nákvæmi úr uppfærðu skjálftavárlíkindakortu höfuðborgarsvæðisins en núverandi kortu.

Tekið skal fram að munur á grundvallarforsendum uppfærðs skjálftavármats og þeirra sem lágu til grundvallar matinu í Þjóðarskjalinu er líklega töluverður, sér í lagi hvað upptakasvæði jarðskjálfta varðar. Þá er einnig meginmunur á framsetningu, eins og tekið hefur verið fram. Mestu munar þó e.t.v. að ekkert óvissumat var sett fram varðandi skjálftavárlíkindin sem gefin eru á núverandi vákortu, né hvaða ráðandi sviðsmyndir jarðskjálfta leggja mest til þeirra várlíkinda sem þar eru sýnd. Á þessu hefur þó verið ráðin bót í þeirri greiningu skjálftavárlíkinda sem sett er fram í þessari skýrslu.

4 Niðurstöður

Skjálftavárlíkindi á höfuðborgarsvæðinu hafa verið endurmetin út frá nýjum líkönum af þeim grunnþáttum sem slíkt mat byggir á. Hér er um að ræða skilgreiningu á upptakasvæðum jarðskjálfta, jarðskjálftavirkni þeirra, því hvernig jarðskjálftahreyfingar breytast með jarðskjálftastærð, fjarlægð frá upptökum, og jarðfræði þess staðar þar sem meta á skjálftavá. Gerviskjálftaskrár sem líkja eftir jarðskjálftavirkni brotabeltis Suðurlands og Reykjaness hafa verið hermdar og eru þær í samræmi við sögulega jarðskjálftavirkni og taka tillit til breytileika í staðsetningu jarðskjálfta á brotabeltinu. Fyrir hvern gerviskjálfta er hermd hámarkshröðun jarðskjálfta yfir allt höfuðborgarsvæðinu og er gert ráð fyrir að jarðfræði gervistaðar sé berg, sem er grunnviðmið jarðskjálftahönnunar. Hámarkshröðun á yfirborði jarðar vegna jarðskjálfta er helsta kennistærð jarðskjálftavár, en auk þess er hermd hámarkshröðun sveiflusvörunar mannvirkja með mismunandi eiginsveiflutíma, sem einnig er notuð í mannvirkjahönnun.

Aðferðum líkindafræði er beitt á safn þeirra hröðunargilda sem fást á hverjum stað fyrir sig og skjálftavárlíkindaferlar settir fram. Út frá þeim eru sett fram ný skjálftavárlíkindakort fyrir höfuðborgarsvæðið. Kortin eru borin saman við núgildandi skjálftavárlíkindakort sem jarðskjálftahönnun skv. Evrópustaðli byggir á. Þá er ítarleg óvissugreining framkvæmd á skjálftavárlíkindaferlum út frá óvissu í líkönum og grunnþáttum jarðskjálftavármatsins.

Niðurstöðurnar sýna að jarðskjálftavá, í formi hámarksgildis hröðunar í lárétta stefnu á yfirborði jarðar, á höfuðborgarsvæðinu hækkar með aukinni nálægð við brotabeltið, sem fylgir flekaskilunum á sunnanverðum Reykjanesskaga og austur eftir Suðurlandsundirlendi. Þannig er jarðskjálftavá hæst í suðurbyggðum höfuðborgarsvæðisins en lækkar eftir því sem norðar dregur. Reiknuð hámarkshröðun liggur á bilinu 0,07 g til 0,22 g frá annesjum Seltjarnarness annars vegar til Elliðavatns hins vegar, og á bilinu 0,23g til 0,11 g frá Hafnarfirði annars vegar að Mosfellsbæ hins vegar (g er þyngdarhröðun jarðar, 9,81 m/s²). Þessi hröðun hefur skjálftavárlíkindi sem jafngilda 475 ára endurkomutíma hröðunar. Með öðrum orðum hefur sú hröðun 10% líkur á umframgildi á 50 ára tímabili, en slík skjálftavárlíkindi eru grunnviðmið í jarðskjálftahönnun hefðbundinna mannvirkja.

Ráðandi sviðsmyndir jarðskjálfta hafa einnig verið metnar fyrir valda staði á höfuðborgarsvæðinu. Sviðsmynd jarðskjálfta er gefin sem sá atburður, jarðskjálfti af ákveðinni stærð og í ákveðinni fjarlægð, sem leggur mest til hámarkshröðunarinnar á hverjum stað, fyrir tiltekin skjálftavárlíkindi. Sú sviðsmynd jarðskjálfta sem er ráðandi fyrir miðbæ Reykjavíkur eru skjálftar ~6,25–6,5 að stærð í ~15–20 km fjarlægð (minnsta fjarlægð að skjálftasprungu), á meðan skjálftar að stærð ~6,5 í ~10–15 km fjarlægð eru ráðandi í skjálftavá úthverfa Reykjavíkur og syðri byggða höfuðborgarsvæðisins. Ráðandi sviðsmynd í skjálftavá Hafnarfjarðar eru skjálftar ~6 að stærð í ~5–10 km fjarlægð. Slíkra sviðsmynda má helst vænta í Brennisteinsfjöllum, á svæðinu frá Kleifarvatni til Bláfjalla. Að svo stöddu er ekki talið að eldvirkni undanfarinna ára á vestanverðum Reykjanesskaga hafi bein áhrif á niðurstöður þessa skjálftavármats hvað höfuðborgarsvæðið varðar.

Óvissa í þeim líkönum sem liggja til grundvallar uppfærðu skjálftavármati fyrir höfuðborgarsvæðið hefur verið metin sérstaklega. Þannig hefur verið tekið tillit til breytileika í dvínunarlíkingum, breytileika í staðsetningum jarðskjálfta, ásamt breytileika í jarðskjálftavirkni á brotabeltinu. Áhrifin á skjálftavárlíkindaferlana hafa verið sett fram sem meginbil hámarkshröðunar í kringum meðaltal hennar. Stærð þess fer eftir stærð meðaltals t.d., fyrir hámarkshröðun upp á 0,10 g er meginbil hröðunar 0,07–0,15 g, og fyrir 0,16 g hámarkshröðun er meginbilið 0,11–0,24g). Meginbil gefur þannig til kynna að ekki þarf að vera marktækur munur á meðaltali hámarkshröðunar tveggja mismunandi staða ef meginbil þeirra skarast mikið.

Endurmetið skjálftavárlíkindakort á höfuðborgarsvæðinu hefur verið borið saman við núgildandi skjálftavárlíkindakort sem liggur til grundvallar jarðskjálftahönnunar á Íslandi skv. Evrópustaðli. Núgildandi kort var byggt á stöðu þekkingar eins og hún var um aldamótin og engin óvissugreining liggur fyrir. Tvö skjálftavárlíkindakort fyrir hámarkshröðun með 475 ára endurkomutíma voru sett fram árið 2002, annað fyrir landið allt, og hitt fyrir höfuðborgarsvæðið. Framsetningin á höfuðborgarsvæðinu var í þekjuformi þar sem þrjú þrepagildi hröðunar voru sett fram fyrir þéttbýli á höfuðborgarsvæðinu, 0,1 g, 0,15 og 0,2 g. Samanburðurinn við uppfært mat er því ekki algerlega sambærilegur því það síðarnefnda gefur þrepagildi með mun hærri upplausn (á 2 km bili). Engu að síður svipar nýju skjálftavárlíkindakorti mikið til þess sem nú er í gildi. Þó er munur á meðalgildum hámarkshröðunar eftir kortunum, og er hann mismunandi eftir staðsetningu á höfuðborgarsvæðinu. Mestur er munurinn nyrst, og minnstur í suðurbyggðum höfuðborgarsvæðisins. Tölulega séð munar í flestum tilfellum minna en ~0,05 g sem er mun minna en meginbil (óvissa) hröðunar á hverjum stað. Endurmat skjálftavárlíkinda bendir því ekki til þess að gera þurfi grundvallarbreytingu á forsendum jarðskjálftahönnunar á höfuðborgarsvæðinu. Hins vegar gefur nýtt mat mun ítarlegri upplýsingar. Einnig felur nýtt mat í sér óvissugreiningu, sem er til þess fallið gefa raunhæfari mynd af áreiðanleika skjálftavármats, sem hingað til hefur verið ókannað. Niðurstöðurnar nýtast þannig til að treysta forsendur lögbundinnar jarðskjálftahönnunar á höfuðborgarsvæðinu, auka áreiðanleika hennar og bæta ákvarðanatöku hagsmunaðila til áhættustýringar gegn jarðskjálftum.

Heimildir

- Ambraseys, N.N. & Ragnar Sigbjörnsson. (2000). Re-appraisal of the seismicity of Iceland. *Acta Polytechnica Scandinavica*, 2000–003(3), 1–184.
- Atkinson, G.M. (2012). Integrating advances in ground-motion and seismic hazard analysis. Proceedings of the 15th World conference on earthquake engineering, Keynote/Invited lecture, Lisbon.
- Baker, J., Bradley & Stafford, P. (2021). *Seismic Hazard and Risk Analysis*. Cambridge University Press. <https://www.cambridge.org/core/books/seismic-hazard-and-risk-analysis/177B4BA01FC2600AA53A22B27598A06C>
- Bayat, F, Benedikt Halldorsson & Kowsari, M. (2022). On the Calibration of a New Finite-fault Bookshelf Fault System Model for Southwest Iceland. Proceedings of the 3rd European Conference on Earthquake and Engineering Seismology (3ECEE), 3731–3728 (No. 4353).
- Bayat, F., Kowsari, M. & Benedikt Halldorsson. (2022). A new 3-D finite-fault model of the Southwest Iceland bookshelf transform zone. *Geophysical Journal International*, 231(3), 1618–1633. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac272>
- Bayat, F., Kowsari, M. & Benedikt Halldorsson. (2024). A simplified seismicity model of the bookshelf fault system of the Southwest Iceland transform zone. *Bulletin of Earthquake Engineering*. <https://doi.org/10.1007/s10518-024-01946-5>
- Bellou, M., Bergerat, F., Angelier, J. & Homberg, C. (2005). Geometry and segmentation mechanisms of the surface traces associated with the 1912 Selsund Earthquake, Southern Iceland. *Tectonophysics*, 404(3–4), 133–149. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195105001800>
- Benedikt Halldorsson, George P. Mavroeidis, & Apostolos S. Papageorgiou. (2011). Near-Fault and Far-Field Strong Ground Motion Simulation for Earthquake Engineering Applications Using the Specific Barrier Model. *Journal of Structural Engineering*, 137(3), 433–444. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)ST.1943-541X.0000097](https://doi.org/10.1061/(ASCE)ST.1943-541X.0000097)
- Benedikt Halldorsson, & Apostolos S. Papageorgiou. (2012). Variations of the specific barrier model - Part II: Effect of isochron distributions. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 10, 1321–1337. <https://doi.org/10.1007/s10518-012-9345-z>
- Benedikt Halldorsson, & Ragnar Sigbjörnsson. (2009). The Mw6.3 Ölfus earthquake at 15:45 UTC on 29 May 2008 in South Iceland: ICEARRAY strong-motion recordings. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 29(6), 1073–1083. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2008.12.006>
- Benedikt Halldorsson, Ragnar Sigbjörnsson, R. Rupakhety, & A. A. Chanerley. (2010). Extreme near-fault strong-motion of the M6.3 Ölfus earthquake of 29 May 2008 in South Iceland. 14th European Conference on Earthquake Engineering (14ECEE), Paper no. 1640.
- Benedikt Halldorsson, Símon Ólafsson, & Ragnar Sigbjörnsson. (2007). A fast and efficient simulation of the far-fault and near-fault earthquake ground motions associated with the June 17 and 21, 2000, earthquakes in South Iceland. *Journal of Earthquake Engineering*, 11(3), 343–370.

- Benedikt Halldorsson, Abril, C., Bayat, F. & Kowsari, M. (2022). On the Establishment of Physics-based Finite-fault Earthquake Source Models of the Transform Zones of Iceland. *Proceedings of the 3rd European Conference on Earthquake and Engineering Seismology (3ECEES)*, 3820-3829 (No. 7077).
- Benedikt Halldorsson, Kowsari, M., Bayat, F., Abril, C., Darzi, A., Bjarni Bessason & Jónas Þór Snæbjörnsson. (2022). A provisional seismic source zonation of Iceland for the ESHM20 based on new physics-based bookshelf fault system models and a revised earthquake catalogue. *Proceedings of the 3rd European Conference on Earthquake and Engineering Seismology (3ECEES)*, 3739-3748 (No. 4494).
- Bergrún Arna Óladóttir, Benedikt Halldórsson, Melissa Anne Pfeffer, Sara Barsotti & Bogi B. Björnsson. (2023). Hvassahraun. Hættumat vegna eldgosa og jarðskjálfta (VI 2023-001; bls. 56). Veðurstofa Íslands.
- Bommer, J.J., Douglas, J., Scherbaum, F., Cotton, F., Bungum, H. & Fäh, D. (2010). On the selection of ground-motion prediction equations for seismic hazard analysis. *Seismological Research Letters*, 81(5), 783–793.
<https://doi.org/10.1785/gssrl.81.5.783>
- Clifton, A.E. & Kattenhorn, S.A. (2006). Structural architecture of a highly oblique divergent plate boundary segment. *Tectonophysics*, 419(1–4), 27–40.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.03.016>
- Cornell, C.A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(5), 1583–1606.
<https://doi.org/10.1785/BSSA0580051583>
- Cotton, F., Scherbaum, F., Bommer, J.J. & Bungum, H. (2006). Criteria for selecting and adjusting ground-motion models for specific target regions: Application to central Europe and rock sites. *Journal of Seismology*, 10(2), 137–156.
- Darzi, A., Benedikt Halldorsson, Birgir Hrafnkelsson, Ebrahimian, H., Jalayer, F. & Kristín S. Vogfjörð. (2023). Calibration of a Bayesian spatio-temporal ETAS model to the June 2000 South Iceland seismic sequence. *Geophysical Journal International*, 232(2), 1236–1258. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac387>
- Darzi, A., Benedikt Halldorsson, Birgir Hrafnkelsson & Kristín S. Vogfjörð. (2022). Short-term Bayesian ETAS spatiotemporal forecasting of the Ölfus 2008 earthquake sequence in Iceland. *Tectonophysics*, 839, 229522.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229522>
- Darzi, A., Benedikt Halldorsson, Cotton, F. & Rahpeyma, S. (2024). Nationwide frequency-dependent seismic site amplification models for Iceland. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 183, 108798.
<https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2024.108798>
- Douglas, J. (2018a). Calibrating the backbone approach for the development of earthquake ground motion models. *Best Practice in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations: Issues and Challenges Towards Full Seismic Risk Analysis*.
<https://strathprints.strath.ac.uk/63991>

- Douglas, J. (2018b). Ground motion prediction equations 1964–2018. Department of Civil and Environmental Engineering, University of Strathclyde, Glasgow, United Kingdom.
- European Committee for Standardization. (2004). Eurocode 8: Design of Structures for earthquake resistance - Part1: General rules, seismic actions and rules for buildings. European Standard.
- Eysteinn Tryggvason. (1973). Seismicity, earthquake swarms, and plate boundaries in the Iceland region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(4), 1327–1348.
- Freysteinn Sigmundsson, Michelle Parks, Halldór Geirsson, Andrew Hooper, Vincent Drouin, Kristín S. Vogfjörð, Benedikt G. Ófeigsson, Sonja H. M. Greiner, Yilin Yang, Chiara Lanzi, Gregory P. De Pascale, Kristín Jónsdóttir, Sigrún Hreinsdóttir, Valentyn Tolpekin, Hildur María Friðriksdóttir, Páll Einarsson & Sara Barsotti. (2024). Fracturing and tectonic stress drive ultrarapid magma flow into dikes. *Science*, 383(6688), 1228–1235. <https://doi.org/10.1126/science.adn2838>
- Grünthal, G., Wahlström, R. & Stromeyer, D. (2013). The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) for the time period 1900–2006 and its comparison to the European-Mediterranean Earthquake Catalogue (EMEC). *Journal of seismology*, 17, 1339–1344.
- Ingi P. Bjarnason, Cowie, P., Anders, M.H., Seeber, L. & Scholz, C.H. (1993). The 1912 Iceland earthquake rupture: Growth and development of a nascent transform system. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(2), 416–435.
- Júlíus Sólmes & Benedikt Halldorsson. (1996). Generation of synthetic earthquake catalogs: Applications in earthquake hazard and seismic risk assessment. *Proceedings of the fifth international conference on seismic zonation (Nice, October 17-19, 1995)*, 1131–1140.
- Júlíus Sólmes, Freysteinn Sigmundsson & Bjarni Bessason (ritstj.). (2013). Náttúruvá á Íslandi. Viðlagatrygging Íslands/Háskólaútgáfan.
- Júlíus Sólmes, Ragnar Sigbjörnsson & Benedikt Halldorsson. (1994). Assessment of Seismic Risk and Earthquake Hazard Based on Simulated and Upgraded Earthquake Catalogues. *Proceedings of the 9th International Seminar on Earthquake Prognostics, San José, Costa Rica*.
- Kjartan Ottósson. (1980). Jarðskjálftar á Íslandi 1900-1929 (RH-80-05; bls. 86). Raunvísindastofnun Háskólans.
- Kowsari, M., Benedikt Halldorsson, Kijko, A., Bjarni Bessason & Kristján Jónasson. (2021). Comparison of Seismicity Parameters from Various Earthquake Catalogues for Iceland. *17th World Conference on Earthquake Engineering (17WCEE)*, Paper No. 3837.
- Kowsari, M., Ghasemi, S., Bayat, F. & Benedikt Halldorsson. (2023). A backbone seismic ground motion model for strike-slip earthquakes in Southwest Iceland and its implications for near- and far-field PSHA. *Bulletin of Earthquake Engineering* 21(2), 715–738. <https://doi.org/10.1007/s10518-022-01556-z>
- Kowsari, M., Benedikt Halldorsson, Birgir Hrafnkelsson, Jónas Þór Snæbjörnsson & Sigurjón Jónsson. (2019). Calibration of ground motion models to Icelandic peak

- ground acceleration data using Bayesian Markov Chain Monte Carlo simulation. *Bulletin of Earthquake Engineering* 17(6), 2841–2870.
<https://doi.org/10.1007/s10518-019-00569-5>
- Kowsari, M., Benedikt Halldorsson & Jónas P. Snæbjörnsson. (2017). On the Probabilistic Seismic Hazard Estimate for Húsavík, North Iceland on the basis of Monte Carlo Methods. 16th World Conference on Earthquake Engineering (16WCEE), Paper no. 2823.
- Kowsari, M., Benedikt Halldorsson, Jónas P. Snæbjörnsson & Sigurjón Jónsson. (2021). Effects of different empirical ground motion models on seismic hazard maps for North Iceland. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 148, 106513.
<https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2020.106513>
- Kowsari, M., Tim Sonnemann, Benedikt Halldorsson, Birgir Hrafnkelsson, Jónas P. Snæbjörnsson & Sigurjón Jónsson. (2020). Bayesian Inference of Empirical Ground Motion Models to Pseudo-Spectral Accelerations of South Iceland Seismic Zone Earthquakes based on Informative Priors. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 132, 106075. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2020.106075>
- Kramer, S.L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice Hall.
- Kristján Jónasson, Bjarni Bessason, Ásdís Helgadóttir, Páll Einarsson, Gunnar B. Guðmundsson, Bryndís Brandsdóttir, Kristín S. Vogfjörð & Kristín Jónsdóttir. (2021). A harmonised instrumental earthquake catalogue for Iceland and the northern Mid-Atlantic Ridge. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 21(7), 2197–2214.
<https://doi.org/10.5194/nhess-21-2197-2021>
- Kristján Sæmundsson. (1979). Outline of the geology of Iceland. *Jökull*, 29, 7–28.
- Kristján Sæmundsson & Haukur Jóhannesson. (2006). Varðar líkur á hraunrennsli og öskufalli milli Hafnarfjarðar og Keflavíkur (Greinargerð, Unnið fyrir Samráðsnefnd um úttekt á Reykjavíkurflugvelli ÍSOR-06006; bls. 20). ÍSOR.
- Kristján Sæmundsson & Magnús Á. Sigurgeirsson. (2013). Reykjanesskagi. Í J. Sólmes, F. Sigmundsson & Bjarni Bessason (ritstj.), *Náttúruvá* (bls. 379–401). Viðlagatrygging Íslands/Háskólaútgáfan.
- Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P. & Kisslinger, C. (2003). *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*. Academic Press.
- Magnús Á. Sigurgeirsson. (1995). Yngra-Stampgosið á Reykjanesi. *Náttúrufræðingurinn*, 64(3), 211–230.
- Magnús Á. Sigurgeirsson & Sigmundur Einarsson. (2019). *Reykjanes og Svartsengi* [Vefsíða].
- McGuire, R.K. (2004). *Seismic hazard and risk analysis*. Earthquake Engineering Research Institute.
- Panzer, F., Zecher, J.D., Kristín S. Vogfjörð & Eberhard, D.A.J. (2016). A Revised Earthquake Catalogue for South Iceland. *Pure and Applied Geophysics* 173(1), 97–116. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1115-9>
- Páll Einarsson. (2008). Plate boundaries, rifts and transforms in Iceland. *Jökull*, 58(12), 35–58.

- Páll Einarsson. (2010). Mapping of Holocene surface ruptures in the South Iceland Seismic Zone. *Jökull*, 60, 121–138.
- Páll Einarsson. (2014). Mechanisms of Earthquakes in Iceland. Í M. Beer, I. A. Kougioumtzoglou, E. Patelli & I. S.-K. Au (ritstj.) *Encyclopedia of Earthquake Engineering* (bls. 1–15). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5_298-1
- Páll Einarsson, Ásta Rut Hjartardóttir, Sigrún Hreinsdóttir & Páll Imsland. (2020). The structure of seismogenic strike-slip faults in the eastern part of the Reykjanes Peninsula Oblique Rift, SW Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 391, 106372. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.029>
- Páll Einarsson, Haukur Jóhannesson & Ásta Rut Hjartardóttir. (2018). Bergsprungur og byggingar á höfuðborgarsvæðinu. *Verktækni – Tímarit VFÍ*, bls, 21–25. https://www.vfi.is/media/utgafa/Bergsprungur_01242018.pdf
- Ragnar Sigbjörnsson, Símon Ólafsson, Rupakhety, R., Benedikt Halldorsson, Acharya, P. & Jónas Þór Snæbjörnsson. (2014). Strong-motion Monitoring and Accelerometric Recordings in Iceland. 2nd European Conference on Earthquake and Engineering Seismology (2ECEES), Paper No. 2034.
- Ragnar Sigbjörnsson, Gunnar I. Baldvinsson & Hjörtur Práinsson. (1995). A stochastic simulation approach for assessment of seismic hazard maps in “European Seismic Design Practice”. Balkema, Rotterdam.
- Ragnar Stefánsson, Reynir Böðvarsson, Ragnar Slunga, Páll Einarsson, Steinunn Jakobsdóttir, Hilmar Bungum, Sören Gregersen, Jens Havskov, Jörgen Hjelme & Heikki Korhonen. (1993). Earthquake prediction research in the South Iceland seismic zone and the SIL project. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83(3), 696–716. <https://doi.org/10.1785/BSSA0830030696>
- Rahpeyma, S. (2018). Analysis and modeling of earthquake strong-motion site effects on Icelandic arrays for earthquake engineering applications [Doktorsritgerð]. Háskóli Íslands.
- Rahpeyma, S., Benedikt Halldorsson, Birgir Hrafnkelsson & Darzi, A. (2023). Frequency-dependent site amplification functions for key geological units in Iceland from a Bayesian hierarchical model for earthquake strong-motions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 168, 107823. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2023.107823>
- Rahpeyma, S., Benedikt Halldorsson, Birgir Hrafnkelsson, Green, R.A. & Sigurjón Jónsson. (2019). Site effect estimation on two Icelandic strong-motion arrays using a Bayesian hierarchical model for the spatial distribution of earthquake peak ground acceleration. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 120, 369–385. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.02.007>
- Rahpeyma, S., Benedikt Halldorsson, Birgir Hrafnkelsson & Sigurjón Jónsson. (2022). Frequency-dependent site factors for the Icelandic strong-motion array from a Bayesian hierarchical model of the spatial distribution of spectral accelerations. *Earthquake Spectra*, 38(1), 648–676. <https://doi.org/10.1177/87552930211036921>

- Rahpeyma, S., Benedikt Halldorsson, Olivera, C., Green, R.A. & Sigurjón Jónsson. (2016). Detailed site effect estimation in the presence of strong velocity reversals within a small-aperture strong-motion array in Iceland. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 89, 136–151. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2016.07.001>
- Rahpeyma, S., Kowsari, M., Sonnemann, T., Benedikt Halldorsson & Birgir Hrafnkelsson. (2023). Bayesian Modeling in Engineering Seismology: Ground-Motion Models. Í B. Hrafnkelsson (ritstj.), *Statistical Modeling Using Bayesian Latent Gaussian Models: With Applications in Geophysics and Environmental Sciences* (bls. 129–170). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-031-39791-2_4
- Reynir Böðvarsson & Björn Lund. (2003). The SIL seismological data acquisition system – As operated in Iceland and in Sweden—. Í T. Takanami & G. Kitagawa (ritstj.), *Methods and Applications of Signal Processing in Seismic Network Operations* (bls. 131–148). Springer. <https://doi.org/10.1007/BFb0117700>
- Rojas, O., Monterrubio-Velasco, M., Rodriguez, J.E., Callaghan, S., Abril, C., Benedikt Halldorsson, Bayat, F., Kowsari, M., Olsen, K.B., Gabriel, A-A. & de la Puente, J. (2024). CyberShake earthquake fault rupture modeling and ground-motion simulations for the Southwest Iceland transform zone. *Bulletin of the Seismological Society of America* (in press).
- Roth, F. (2004). Stress Changes Modelled for the Sequence of Strong Earthquakes in the South Iceland Seismic Zone Since 1706. Í J. Fernández (ritstj.), *Geodetic and Geophysical Effects Associated with Seismic and Volcanic Hazards* (bls. 1305–1327). Birkhäuser. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7897-5_2
- Rupakhety, R., Benedikt Halldorsson, & Ragnar Sigbjörnsson. (2010). Estimating coseismic deformations from near source strong motion records: methods and case studies. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8(4), 787–811. <https://doi.org/10.1007/s10518-009-9167-9>
- Sigrún Hreinsdóttir, Páll Einarsson & Freysteinn Sigmundsson. (2001). Crustal deformation at the oblique spreading Reykjanes Peninsula, SW Iceland: GPS measurements from 1993 to 1998. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106(B7), 13803–13816. <https://doi.org/10.1029/2001JB000428>
- Sigurlaug Hjaltadóttir. (2009). Use of relatively located microearthquakes to map fault patterns and estimate the thickness of the brittle crust in Southwest Iceland. *Meistararitgerð, Jarðvísindadeild, Háskóli Íslands, Reykjavík, Iceland*.
- Sonnemann, T., Benedikt Halldorsson, Birgir Hrafnkelsson & Sigurjón Jónsson. (2020). Bayesian Inference of a Physical Seismological Model to Earthquake Strong-motion in South Iceland. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 138, 106219. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2020.106219>
- Sonnemann, T., Benedikt Halldorsson & Sigurjón Jónsson. (2019). Automatic estimation of earthquake high-frequency strong-motion spectral decay in south Iceland. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 125, 105676. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.05.015>
- Staðlaráð Íslands. (2010). Icelandic National Annexes to Eurocodes (ÍST EN 1998-2004/NA:2010). Staðlaráð Íslands.

- Steigerwald, L., Páll Einarsson & Ásta Rut Hjartardóttir. (2020). Fault kinematics at the Hengill Triple Junction, SW-Iceland, derived from surface fracture pattern. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 391, 106439.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.08.017>
- Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A.A., Alexandre, P., T. Camelbeeck, T., Demircioglu, M.B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R.M.W. & Radulian, M. (2013). The SHARE European earthquake catalogue (SHEEC) 1000–1899. *Journal of Seismology*, 17(2), 523–544.
- Sveinbjörn Björnsson. (1976). Jarðskjálftar á Íslandi. *Náttúrufræðingurinn*, 45(2), 110 – 133. <https://hdl.handle.net/20.500.11815/1323>
- Sveinbjörn Björnsson, Páll Einarsson, Helga Tulinius & Ásta Rut Hjartardóttir. (2020). Seismicity of the Reykjanes Peninsula 1971–1976. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 391, 106369.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.026>
- Thor Thordarson & Ármann Höskuldsson. (2002). *Iceland: Classic Geology in Europe* (B. 3). Terra.