ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტი

გეოლოგიის დეპარტამენტი

# შუაოკეანური ქედების და ცხელი ლაქების ვულკანიზმი.

ლევან ლომსაძე

რეფერატი შესრულებულია თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის სადოქტორო პროგრამის „დოქტორანტის სემინარი 1“-ის ფარგლებში

სამეცნიერო ხელმძღვანელი: კ. აქიმიძე. გეოლოგიის მეცნიერებათა აკადემიური დოქტორი, ასოცირებული პროფესორი.

1. შესავალი.....3
2. ლითოსფეროს ფილები და ტექტონიკის წყაროები……4
3. შუაოკეანური ქედები და დივერგენტული საზღვრები……,5
4. რიფტიანი და ურიფტო ქედები…….,9
5. სპრედინგის ზონები……..10
6. ჰოტსპოტები…….....10
7. გრავიტაციული ანომალიები და დათარიღება……....13
8. ვულკან Eyjafjallajökull-ის 2010 წლის ამოფრქვევა……..15
9. ძირითადი დასკვნები.....19
10. გამოყენებული ლიტერატურა.....20

# შესავალი

ლითოსფერული ფილების გლობალური ტექტონიკის თეორია ბოლო ნახევარი საუკუნეა რაც არსებობს და განსხვავებით ადრეა რსებული ფიქსისტური გეოტექტონიკური თეორიებისაგან, იგი ყველაზე დამაჯერებლად ხსნის დედამიწის გეოლოგიური აგებულების თავისებურებებსა და დედამიწის შიგნეთში თუ მის ზედაპირზე მიმდინარე სხვადასხვა გეოდინამიურ პროცესებს, მათ შორის ვულკანიზმის მოვლენას, მის გავრცელებას, ხასიათსა თუ სხვა პარამეტრებს.

თანამედროვე აქტიური ვულკანიზმი თავიანთი პოზიციის და გენეზისის მხრივ დაკავშირებულია ლითოსფერული ფილების რიფტულ, სუბდუქციურ, კოლიზიურ და შიდაფილურ არეებთან. აღნიშნული ტიპის ვულკანიზმი განსხვავდებიან არამარტო თავიანთი პოზიციით ლითოსფერული ფილების ამა თუ იმ უბნებისადმი, არამედ განსხვავდებიან ქიმიზმით, გეოქიმიური და პეტროლოგიური პარამეტრებითა და ვულკანის აქტიურობის მაჩვენებლებით. მაგმის განსხვავებული ქიმიური შედგენილობა განსაზღვრავს მის სიბლანტეს, რაც პირდაპირ აისახება ვულკანის ამოფრქვევის ტიპზე, მის სიძლიერეზე და ხასიათზე. ჩვენ შევეხებით შუაოკეანურ ქედებს და ცხელ ლაქებს, ე.წ ჰოტსპოთებს.

დღეისათვის ბერვი მაგალითის მოყვანა შეგვიძლია, რომლებიც ნათლად ასახავენ ვულკანის ამოფრქვევის შედეგად გარემოსადმი და ადამიანებისადმი მიყენებულ კატასტროფულ ზარალს. ასეთია ვულკან  ჰავაიზე და ისლანდიაში მდებარე ვულკანები თუ გეიზერები და მსგავსი მაგალითის მოყვანა მრავლად შეგვიძლია.

ოკეანის ფსკერზე ბევრი აქტიური ჰოტსპოტია, ასევე დიდია სიგრძე შუაოკეანური ქედებისაც, რომლებიც პოტენციურ საფრთხეს წარმოადგენენ ადამიანთათვის და საჭიროა მაქსიმალური ყურადღების მიქცევა და ამოფრქვევის სწორი, დროული პროგნოზირება მოსალიდნელი კატასტროფული ზარალის თავიდან ასაცილებლად.

## 1, ლითოსფეროს ფილები და ტექტონიკის წყაროები.

**ლითოსფეროს ფილები**–ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკის თეორიის თანახმად ლითოსფერო დაყოფილია რამოდენიმე ძირითად ფილად, ესენია: 1 ევრაზიის, 2. აფრიკის, 3ანტარქტიდის, 4.ჩრდილო ამერიკის, 5 სამხრეთ ამერიკის, 6 წყნარი ოკეანის და ავსტრალიის, თუმცა გამოყოფენ სხვა უფრო მცირე ზომის ფილებიც.

ლითოსფეროს ფილებს განიხილავენ როგორც მყარ და შედარებით ხისტ სხეულებს, მათ ქვედა საზღვრად მიჩნეულია ასთენოსფეროს ზედა უფრო რბილი ფენის საფეხური. ლითოსფერული ფილა ითვლება უფრო მაღალი რანგის გეოტექტონიკურ ერთეულად ვიდრე კონტინენტი ან ოკეანე.ლითოსფერული ფილების საზღვრებს შორის გამოყოფენ სამი ტიპის საზღვარს: დივერგენტულს, კონვერგენტულს და ტრანსფორმულს.

**ტექტონიკის წყაროები—**

პირველადი გალღობის შედეგად შემორჩენილ და რადიოაქტიური ელემენტების დაშლის შედეგად მიღებულ სითბოს ემატება დედამიწის შიგნეთში მიმდინარე პროცესების შედეგად წარმოქმნილი სითბო, რაც გამოიხატება გრავიტაციულ დეფერენციაში და ფიზიკურ ქიმიურ გარდაქმნაში. ამ სითბური ენერგიის ნაწილი აკმაყოფილებს ტექტოგენეზისთვის საჭირო რაოდენობას, რის გამოც მკვლევარები დედამიწას უწოდებენ სითბურ მანქანას. სითბური და გრავიაციული ანიზოტოპიით არის განპირობებული მანტიაში კონვექციური მოძრაობები. (კონვექცია–მოტანა, ლათ.). მანტიაში იქმნება კონვექციური უჯრედები, რომელთაც აქვთ აღმავალი და დაღმავალი შტოები და კონცექციური დინებები იწვევს ფილების გადაადგილებას, ბრუნვას და ტექტონიკურ მოძრაობებს. მანტიაში კონვექციური დინებების გაჩენის ხელშემწყობია მისი რეოლოგიური თვისებები, და მანტიის შემადგენელი ნივთიერებების პლასტიური მდგომარეობა. როგორც ფილების ტექტონიკის ავტორები თვლიან, ფილების გადააგილება გამოწვეულია ასთენოსფერული კონვექციით, ის ნაკადი რომელიც ამოდის შუაოკეანურ ქედებში, იშლება ლითოსფეროს ფუძეში და იშლება ურთიერთ საწინააღმდეგო მიმართულებით და მიათრევენ ლითოსფეროს ფილებს სპრედინგის ზონიდან სპრედინგის ზონამდე. ზოგის აზრით სპრედინგის ღერძში შემოჭრილი ლავაც ემატება აღნიშნულ ძალებს, იმ შემთხვევაში თუ სუბდუქცია არ ხორციელდება ძალიან დაბალი კუთხით, ამ შემთხვევაში მისი წილი ნულს უტოლდება, ეს გვაჩვენებს რომ კონვექციური დინება არის ნაპრალებში ლავის შემოჭრაც მიზეზი(7.4). ნაკადების სვეტი შეიძლება შევადაროთ ბუხრიდან მონადენ ცხელ ჰაერს რომელიც იშლება ჰაერში, შემოჭრილი პლიუმები დედამიწის ზედაპირზე აჩენს ე.წ ჰოტსპოტებს და ვულკანებს.

სეისმური ტომოგრაფია გვიჩვენებს რომ მანტიის და ბირთვის საზღვარი უსწორმასწოროა. გვაქვს დიდი რადიუსის ამოზნექილი და ჩაზნექილი უბნები. მანტიის და ბირთვის საზღვარზე გვაქვს მანტიურსა და ბირთვულს შორის გარდამავალი წარმონაქმნები, რომელთა ფესვები შესაძლოა ღრმად ჩადიოდეს გარე ბირთვში, რომელიც თხევადია და იწვევდეს კონვექციას. თუმცა ეს მოსაზრებები მომავალში მნიშვნელოვნდა შეიცვლება. სპრედინგის შედეგად კონტინენტების გადაადგილების სიჩქარე შესაძლოა ნელი მოგვეჩვენოს მაგრამ გეოლოგიური

დროის მიხედვით ისინი მნიშვნელოვან გადაადგილებებს იწვევენ, მაგ. ზოგან ის 1000–6000 კილომეტრს აღწევს ას მილიონ წელიწადში. მანტიურ ნივთიერებას დენადობას სძენს მანტიის სითბური არაერთგვაროვნება, და ამით ხდება კონვექციური უჯრედების ჩამოყალიბების ხელშეწყობა.

## 2, შუა ოკეანური ქედები და დივერგენტული საზღვრები

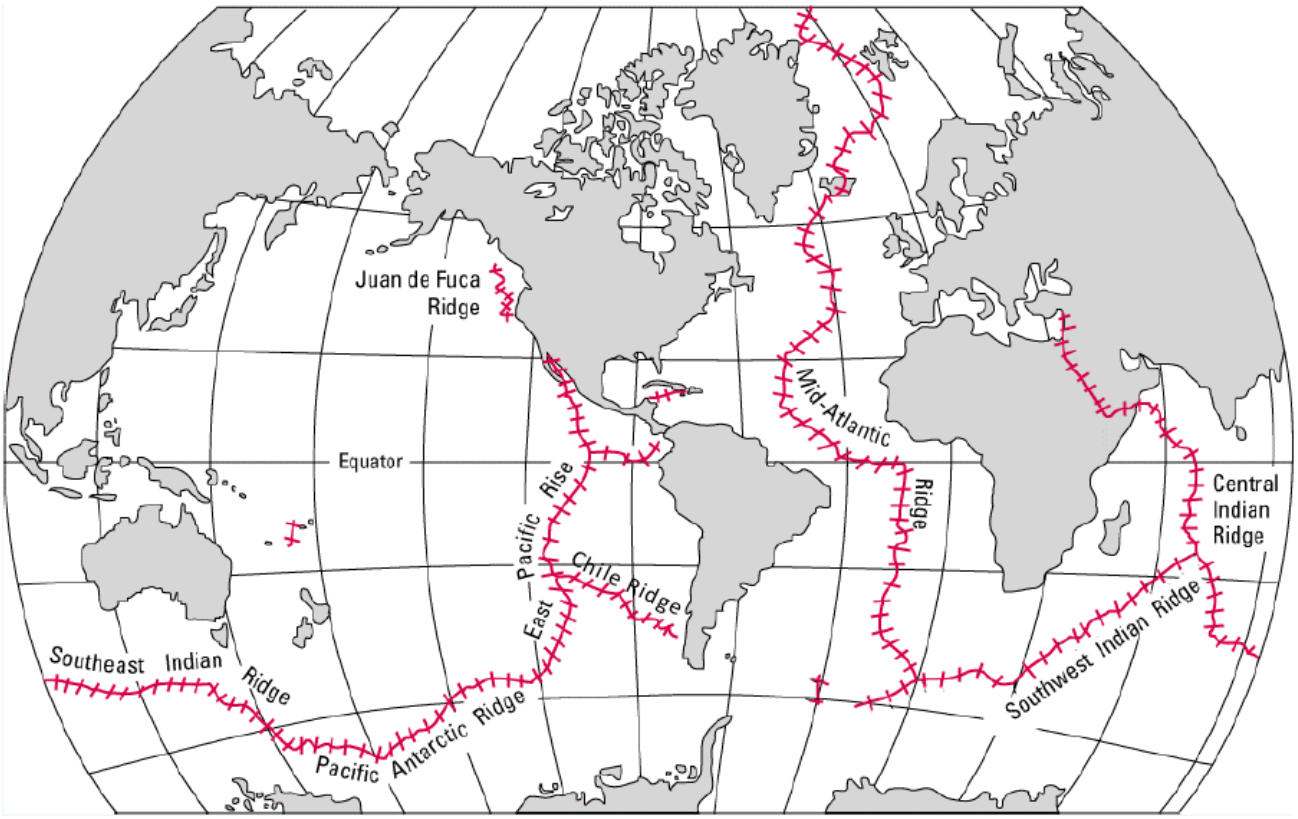
**შუაოკეანური ქედები**- ოკეანური ქერქი თითქმის უწყვეტად ვრცელდება კონტინენტური ფერდობიდან ოკენეების და ზღვების ფსკერზე. ის მხოლოდ წყდება იქ სადაც მანტია უშუალოდ ამოდის დედამიწის ზედაპირზე, დიდი ტრანსფორმული რღვევების და რიფტების ზოგ მონაკვეთზე. ოკეანური ქერქის სისქე მერყეობს 0–დან 7 კილომეტრამდე. იგი ყველაზე თხელია ტრანსფორმულ რღვევების და ოკეანური რიფტების ადგილას, ხოლო ყველაზე სქელი წყალქვეშა მთების, ოკეანური კუნძულების და ქყალქვეშა ზეგნების ქვეშ.

ვულკანური რკალების და კუნძულების მიმდებარედ ოკეანური ქანები, უმეტესად დანალექი, გამდიდრებულია ვულკანოკლასტური მასალით, ასევე ისინი ყველაზე ახალგაზრდები არიან შუაოკეანურ ქედებზე, მათ თხემურ და რიფტულ ნაწილებში.

დანალექი ქანების ქვეშ განლაგებულია ოკეანური ქერქის მეორე შრე, ისინი წარმოდგენილნი არიან უმეტესად ტოლეიტური ბაზალტური ლავებითბ, ხშირად გვხვდება ასევე ბალიშა ლავები– პილოუბაზალტები. ამ შრის სისქე, რომელშიც ხშირად გვხვდება პელაგური ნალექებიც, არის დაახლოებით 1,5–2,0 კილომეტრი., მათი განლაგებაც დაახლოებით იგივეა როგორიც მათ თავზეგანლაგებული შრის.

ოკეანური ქერქის მესამე შრე შედგება გაბრო და გაბრო–დიაბაზებისგან ანუ ფუძე შედგენილობის ქანებისგან. ამ შრის სიქე დაახლოებით 5 კილომეტრია. რადიომეტრული გაზომვებით დგინდება რომ მათი განლაგება უმეტესად სინქრონულია ზედა შრეებისა.

**დივერგენტული საზღვარი**–დივერგენტული საზღვრები ემთხვევა შუაოკეანური ქედების გავრცელების მიმართულებას, ლათინურად დაშორებას ნიშნავს,შუა ოკეანური ქედის აღნიშვნებია COX -/Средный Океанический Хребет) და MOR (Middle Ocean Rigge);, შუა ოკეანური ქედები რომელთა საერთო სიგრძე 60-70 ათას კილომეტრს შეადგენს, ოკეანეებში ქმნიან ერთიან სისტემას. შუა ოკეანური ქედებს შორის აღსანიშნავია წყნარი ატლანტური ოკეანის, აღმოსავლეთ წყნარი ოკეანის, შუა ატლანტური ოკეანის, ჯუან დე ფუსას, სამხრეთ-აღმოსავლეთ, სამხრეთ-დასავლეთ და ცენტრალური ინდოეთისა და სხვ. ქედები. სურ 118.



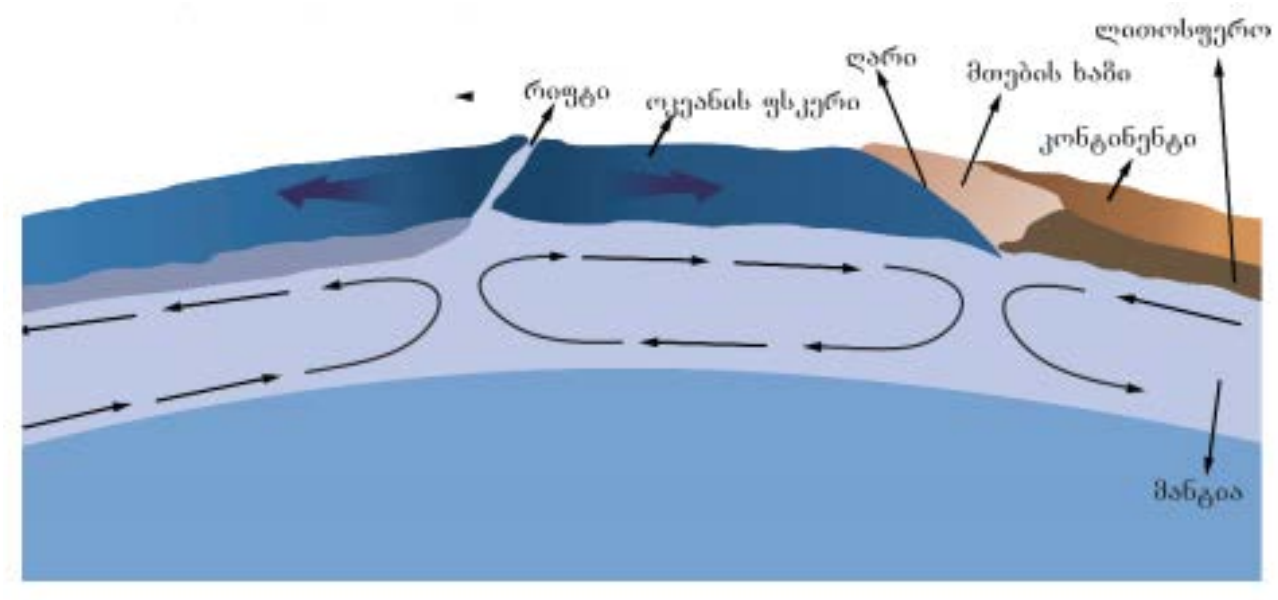

სურ.1 შუა ოკეანური ქედები .

ატლანტის ოკეანეში მდებარე ქედი შეიძლება ჩაითვალოს შუაოკეანური ქედის კლასიკურ მაგალითად. შუაოკეანური ქედებში, დივერგენტული საზღვრების გასწვრივ ხდება ოკეანური ფსკერის გახლეჩა, ფორმირდება რიფტი(სპრედინგი) და რიფტების ფორმირება, რის გამოც ოკეანური ლითოსფეროს ფილები გადაადგილდებიან ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულებით. წარმოქმნილ სივრცეში ხდება ასთენოსფეროდან მაგმის შემოსვლა და არის მაღალი სითბოს და სეისმურად აქტიური ზონა.ყველაზე ძველი ასაკის ბაზალტი გვიან იურული ასაკის არის, ხოლო ახალგარდა ბაზალტების ფორმირება დღესაც მიმდინარეობს. (სურ.2)

შუაოკეანურ ქერში სულ ზედა ფენა დანალექი ქანებია (გვხვდება ასევე კაჟით, კაჟიანკაჟიან-კარბონატული, კარბონატულტუფიტური და თიხიანი სახესხვაობები. დანალექ კომპლექსში იშვიათად გვხვდება ღრმა ზღვის წითელი თიხები).

დანალექის ქვეშ განთავსებულია მეორე შრე რომელიც წარმოდგენილია წყალქვეშა ნაპრალური ვულკანიზმის პროდუქტებით, ესენია სფერული და ბალიშა განწევრების ოკეანური ტიპის ტოლეიტური ბაზალტები (MORB-Mid-ocean ridge basalt). ოკეანური ქერქის ამ შრის ქვემოთა ნაწილში გვხვდება დოლერიტები და გაბრო-დოლერიტები. გეოქიმიური თვისებებით შუაოკეანური ქერქის ბაზალტები არაერთგვაროვანია, გამოყოფენ სხვადასხვა სახის სახესხვაობებს.

მესამე შრის აგებულება ოფოლიტურია და ხასიათდებიან ფართო სპრექტრით, მათ შორის: პერიდოტიტებით, გაბროთი, ოლივინიანი გაბროთი, გაბრონორიტით, რქატყუარიანი გაბროთი და სხვ.




სურ.2 რიფტინგი ოკეანეში.

როგორც ვთქვით ძირითადად თანხვედრილია შუაოკეანურ ქედებთან და მიუყვება ქედების თხემურ ნაწილებს. მაგალითები გვაქვს წყნარ ოკეანეში სადაც ის მიუყვება აღმოსავლეთი წყნარი ოკეანის ქედს, ატლანტის ოკეანეში კი ის თანხვედრილია რიფტების ღერძულ ნაწილთან, რომლებიც გაჩენილია შუაოკეანური ქედის ღერძის გასწვრივ, აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტების სისტემა წარმოადგენს მათ ნაკლებად განვითარებულ სტრუქტურას. დივერგენტულ საზღვრებში ხდება ფილების დაცილება ერთმანეთისგან და მათი ურთიერთ საწინააღმდეგო მიმართულებით გადაადგილება. დაცილებით გამოწვეულ სივრცეში შემოდის ბაზალტური მაგმა და შედეგად ქერქის ახალი ნაწილები, და ისინი ემატებიან ძველ ქერქს. დივერგენტული საზღვრები ჩნდება მანტიაში, იმ ადგილებში სადაც კონვექციური დინებით ასთენოსფეროს ნაკადები მიწის ზედაპირისკენ მიემართებიან და ეს ნაკადები უფრო ცხელია ვიდრე მის ზევით და გვერდებზე მყოფი მასები, შემდეგ ხდება მათი დაშლა ლითოსფეროს ძირში, საპირისპირო მოძრაობის მქონე შემადგენლებად, და ისინი გაედინებიან ლითოსფეროს ძირში თითქმის თარაზულად და ისინი მიათრევენ ლითოსფეროს, შედეგად გაჩენილ ნაპრალში შემოიჭრება ასთენოსფეროს გამომლღვალი მასა რომელიც არის ბაზალტური. ამ ზონებს სხვანაირად **სპრედინგის ზონასაც** უწოდებენ, ქვემოთ ჩვენ ამ თემას კვლავ შევეხებით. დივერგენტული საზღვრები უმეტესად განლაგებულია ოკეანეებში და მცირე ნაწილია განლაგებული კონტინენტის შიგნით. შუაოკენაური ქედები და ამაღლებები რომელთანაც თანხვედრაშია დივერგენტული საზღვრები, ქმნიან ერთიან გლობალურ სისტემას ოკეანეების ფსკერზე და ფმათი ჯამური სიგრძე აჭარბებს 60000 კილომეტრს. სიგანე 500–2000 კმ–ს, ისინი დაახლოებით ფსკერის ფართობის 1/3 ნაწილს შეადგენს. შუა ოკეანური ქედის სახელს ყველაზე მეტად შუა ატლანტიკური ქედი ამართლებს, რომელიც თითქმის მერიდიანულად ყოფს ატლანტის ოკეანეს და სამხრეთით უერთდება აფრიკის და ანტარქტიკის ქედებს. ჩრდილო მიმართულებით კი ის გაივლის ჩრდილო ყინულოვან ოკეანეს და მიემართება აზიის კონტინენტისკენ.

წყნარ ოკეანეში ის მის აღმოსავლეთ ნაწილში მდებარეობს, იქ ის ძალიან გაშლილია და რომელსაც აღმოსავლეთ წყნარი ოკეანის ქედი ეწოდება, იგი გრძელდება დასავლეთის მიმართულებით და გადის ავსტრალიის და ანტარქტიდას შორის. აღმოსავლეთით ის უერთდება სამხრეთ–აღმოსავლეთ ოკეანის ქედს.

ტრანსფორმული რღვევების სიგრძე, რომლებითაც შუა ოკეანური ქედებია დასერილი, აღწევს კონტინენტებამდეც. მათ მიმართ შუა ოკეანური ქედები მეტ–ნაკლებად გადაადგილებულნი არიან.

არის შემთხვევა როცა შუა ოკეანური ქედების დივერგენტული **საზღვრები აწყდება** კონტინენტს,ამის კარგი მაგალითია აფრიკა ინდოეთის შუაოკეანური ქედის ჩრდილო დასავლურ ნაწილში, სადაც მას აგრძელებს ადენის უბე და შემდეგ წითელი ზღვა, რომელიც რიფტული სისტემაა და რომლის მეშვეობითაც არაბეთის ნახევარკუნძული შორდება აფრიკის კონტინენტს, 2სმ/წ ჩრდილოეთის მიმართულებით. დასავლეთისკენ მეწამული ზღვის რიფტი გადადის ტრანსფორმულ რღვევაში, და მას **ლევანტეს** რღვევა ეწოდება. შუა ოკეანური ქედის კონტინენტთან მიწყდომის კიდევ ერთი მაგალითი არის ამერიკის კონტინეტების სანაპირო წყნარ ოკეანესთან. ჩრდილო ნაწილში წყნარი ოკეანის ქედი შედის კალიფორნიის უბის ქვეშ და ის გრძელდება ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის ქვეშ, მის ზემოთ კი განლაეგებული არის აუზების და ველების სისტემა.

## 3,რიფტიანი და ურიფტო ქედები

შუა ოკეანურ ქედებს შორის განასხვავებენ **რიფტიანს და ურფტოს**. პირველი მათგანის მაგალითია შუა ატლანტური ქედი, ხოლო მეორესი კი აღმოსავლეთ წყნარი ოკეანე. სპრედინგის დაბალი სიჩქარე ახასიათებთ რიფტიან ქედებს. რიფტები შუაოკეანურ ქედებს ღერძულ ნაწილში გასდევს და ნაპრალს მოგვაგონებს, ზოგი მას ველს ან ხეობას უწოდებს. ქედს რომელიც ატლანტის ოკეანეში არის განლაგებული თითქმის მთელ სიგრძეზე გასდევს და მისი სიღრმე აღწევს ერთეულ კილომეტრებს, ხოლო სიგანე კი ათეული კმ–ია. მისი ფსკერი დაფარულია ტოლეიტ–ბაზალტური ლავების ნაკადებით, ისინი ქმნიან ზოგან ბრტყელ, ზოგან კი ბორცვიან რელიეფს. ნალექები გვხვდება რიფტული ველის გარეთ, ქედის კალთებზე, რიფტს გასდევს გაჭიმვის ნაპრალები.

ბაზალტური ქანებით არის აგებული ასევე ურიფტო ქედიც, რომლის თხემი თითქმის ბრტყელია, ნალექები ამ შემთხვევაშიც მხოლოდ ქედის კალთებზე გვხვდება. რიფტიანი შუაოკეანური ქედები ურიფტოსგან განსხვავებით მცირე სიჩქარეებით ხასიათდებიან. როგორც უკვე ვახსენეთ ატლანტის ოკეანეში ქედის ფრთების გადაადგილების სიჩქარე 2–4სმ/წ–ის ტოლია, ხოლო რაც შეეხება წყნარი ოკეანის ფსკერს, იქ სიჩქარე 15/18 სმ–წ–ია

დივერგენტული საზღვრების აგებულების და სხვა მახასიათებლების კვლევაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს მაგნიტური ველის ანომალიების შესწავლა და მათი მონაცემები. კვლევის შედეგად გამოვლინდა საინტერესო სურათი ხაზობრივ მაგნიტური ანომალიების (ზებრის) სახით.

ხშირია შემთხვევები როდესაც წყალქვეშა დინებებით გადარეცხვის შედეგად გაშიშვლებულია ოკეანური ქერქის ბაზალტური შრე.

აბისური არეების აზევებული უბნები სხვადასხვა ფორმისაა, ზოგს მომრგვალო ფორმა აქვს მაგ ბერმუდი ატლანტის ოკეანეში, ზოგი ათას კილომეტრზეა წაგრძელებული და სიგანე ასეული კილომეტრიც აქვს, მათი მაგალითია მალდივის და აღმოსავლეთ ინდოეთის ქედი, ზოგს ვაკე რელიეფის ფორმა აქვს, ზოგი მათგანი ოკეანის ზედაპირიდა რამდენიმე კილომეტრზე არიან ამოზრდილნი, წყალქვეშა ქედები შუაოკეანურისგან განსხვავებით არ ხასიათდებიან სეისმურობით, ისინი არ წარმოადგენენ სპრედინგის ზონებს და ფილების საზღვრებს. წყალქვეშა მთები, ვულკანები და ვულკანთა მწკრივები არიან განუყოფელი ნაწილნი ოკეანის ფსკერის, რომლებიც განსვავდებიან ბევრი ნიშნით შუაოკეანური ქედების ვულკანებისგან.

ზოგ შემთხვევაში ისინი ერთმანეთზე არიან მიზრდილნი და ქმნიან წყალქვეშა მთების მწკრივებს, მაგ. ჰავაის ქედი. ვულკანურ ქედებს და კუნძულებს ახასიათებს ვულკანოკლასტოლითები, ლავების დამსხვრევით და დაშლით წარმოშობილი ფსეფიტოლითები, პსამიტოლითები და ალევროლითები. აბისური არეების და ოკეანის შიგნით აზევებების უმეტესობა ვულკანური წარმოშობისაა. ამ ადგილებში ქერქის სისქე ბევრად უფრო სქელია ვიდრე საშუალო ოკეანური. კარგი მაგალითია შატსკი აზევება, სადაც სისქე 30 კმ–ს აღწევს. გასქელება უმეტესად შეინიშნება მეორე და მესამე შრეებზე. რომლების წარმოდგენილია ბაზალტებით, გაბრო დიაბაზებით და გაბროებით.

## 4, სპრედინგის ზონები

**სპრედინგის ზონები-** როგორც უკვე ვთქვით ლითოსფეროს დივერგენტული საზღვრების განვითარების ერთ-ერთი გზა არის სპრედინგი.

სპრედინგი- (ინგ. Spread- გაფართოება, გაშლა) ვითარდება ოკეანური ფილების დივერგენტულ საზღვრებში და ის წარმოადგენს გეოდინამიკურ პროცესს. მათი ფორმირება ძირითადად ხდება იმ შუაოკეანური ქედების ფარგლებში. სპრედინგის დროს ხდება ლიტოსფერული ფილების მრავალაჯერადი გაწევა და მათ შორის თავისუფალი სივრცის წარმოქმნა. სპრედინგი შეგვიძლია განვიხილოთ როგორც ახალი ოკეანური ლითოსფეროს ფორმირების პროცესი, რომლის დროსაც ხდება წყალქვეშა ნაპრალური ვულკანების ამოფრქვევა, რომელიც ხდება მრავალრიცხოვანი ამოფრქვევის ცენტრებიდან. ხასიათდებიან აქტიური ჰიდროთერმული მოქმედებებით. როგორც კვლევებმა აჩვენა, სპრედინგის ამოფრქვევისას ხდება ტოლეიტური ტიპის ბაზალტების ამოსვლა ზედაპირზე და ფორმირება ახალი ოკეანური ქერქი. ამის კარგი მაგალითია ისლანდიის კუნძულები, ამ შემთხვევაში 350 კმ-იანი მონაკვეთი ზღვის დონიდან არის ამოწეული, სპრედინგის ღერძი კი გადის კუნძულების ცენტრალურ ნაწილში. ისლანდიაში ამოფრქვევები ნაპრალური ხასიათისაა, ამოსული ბაზალტების ასაკი კი პლეისტოცენ-ჰოლოცენურია, მასთან ერთად მიმდინარეობს ჰიდროთერმული პროცესებიც. რადგან აქ ქერქის ახალ ახალი უბნები ჩნდება, შედეგად ქერქი იზრდება და ფართოვდება. ამ პროცესის ზღვის ფსკერზე მიმდინარეობის გამო მას დაერქვა sea floor spreading ანუ ზღვის ფსკერის გაფართოება.

## 5, ჰოტსპოტები

**ჰოტ სპოთები იგივე ცხელი ლაქები**– ინგლისურად hot spots- ამ სახელით აღინიშნება თანამედროვე ვულკანები სხვადასხვა ოკეანეების მაშტაბით. მათ ოკეანის ფსკერზე გამოსახავენ წყალქვეშა ვულკანების ან ვულკანური კუნძულების სახით. კარგი მაგალითია ჰავაის კუნძულები, კანარის კუნძულები და სხვ. ცხელი ლაქები ოკეანის ფსკერზე გამოსახული არიან როგორც წყალქვეშა ვუკლანები და ვულკანური კუნძულები. მათ ახასიათებთ მარჩხი ზღვის ნალექები და ვულკანოკლასტოლითები, მთავარი მახასიათებელი კი არის მაგმური ქანების მინერალური, პეტროქიმიური და გეოქიმიური თავისებურებები.

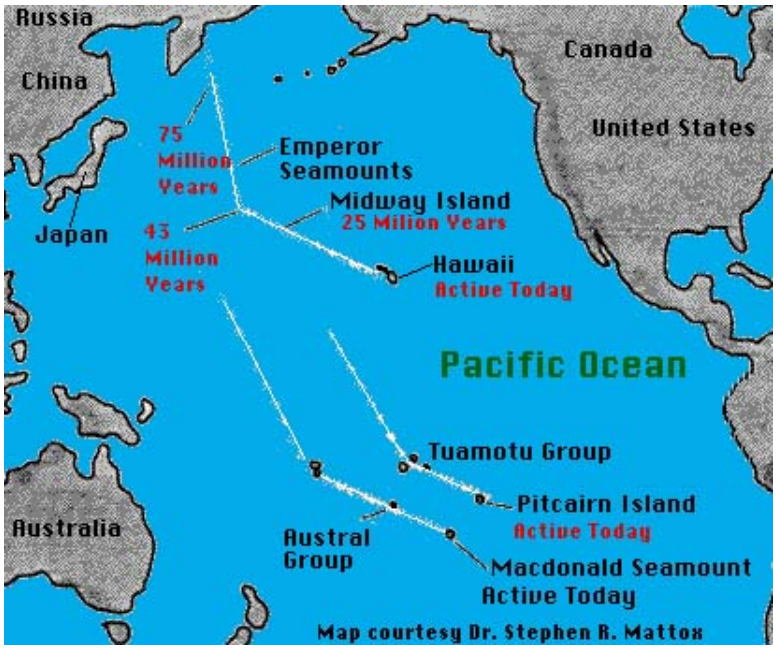
შუაოკეანურ ქედებში ამოსული ვულკანური ქანების მასები ბევრად ჭარბობს ჰოტსპოთებში ამოსულის რაოდენობას. ამის გარდა მათი მთავარი განმასხვავებელი ნიშანია მათი შედგენილობა. ოკეანეებში გვხვდება მაგმური ქანების 2 ძირითადი სერია: დაბალ ტუტიანი ანუ ტოლეიტური და ტუტე ბაზალტები. ტოლეიტური ბაზალტები არიან მთავარი შემადგენლები ოკეანის ფსკერზე, ხოლო ტუტე ბაზალტები ჭარბად გვხვდება ოკეანურ კუნძულებზე. ეს ქანები მინერალური შედგენილობითაც განსხვავდებიოან ერთმანეთისგან, დაბალ ტუტიანი ქანებისთვის დამახასიათებელია დაბალ კალციუმიანი პიროქსენები და კვარცი, ტუტე შედგენილობის ქანებისთვის კი მაღალკალციუმიანი ტიტან–ავგიტი ან ნეფელინი.

მათ შორის ქიმიური განსხვავების მთავარი მახასიათებელია ტუტე ლითონების ჟანგეულების ($Na_2O + K_2O$)და კაჟმიწის შემცველობა. ოკეანურ ტოლეიტებში- $SiO_2$- ის შემადგენლობა დაახლოებით 49,34%-ია, $Na_2O$- 2.73, $K_2O$-0.16%. ტუტე ბაზალტებში- $SiO_2$- ის შემადგენლობა დაახლოებით 47,41%-ია, $Na_2O$- 3,99, $K_2O$-1.66%.

ოკეანური ვულკანების ზედა ნაწილებში და მწვერვალებზე გაბატონებულია ტუტე ბაზალტები, ფიქრობენ რომ მათი ქვედა ნაწილი შეიძლება ტოლეიტური იყოს. მეცნიერთა ერთი ნაწილის აზრით ოკეანური ბაზალტების ნაირსახობა გამოწვეულია სხვადასხვა შედგენილობის მაგმის არსებობით მანტიაში, სხვები კი ფიქრობენ რომ ეს გამოწვეული უნდა იყოს კერების სხვადასხვა სიღრმეზე გენერაციით, სიღრმე შეიძლება ძალიან ღრმაც იყოს როცა საქმე ჰოტსპოტთან გვაქვს. ოკეანურ ვულკანებს არ ახასიათებთ პიროკლასტიკა, რადგან იქ ამოინთხევიან მაღალი სიბლანტის მქონე ლავები, ასევე წყლის სქელი ფენის გამო აფეთქებები არ ხდება. ვიღებთ ლავის მასიურ განფენებს და ასევე სიგარის ან მუთაქის ფორმის ლავებს, მათ სხვანაირად პილოუბაზალტებს- „ბალიშა ლავებს“ უწოდებენ სურ.3.

სურ.3 ბალიშა ლავები

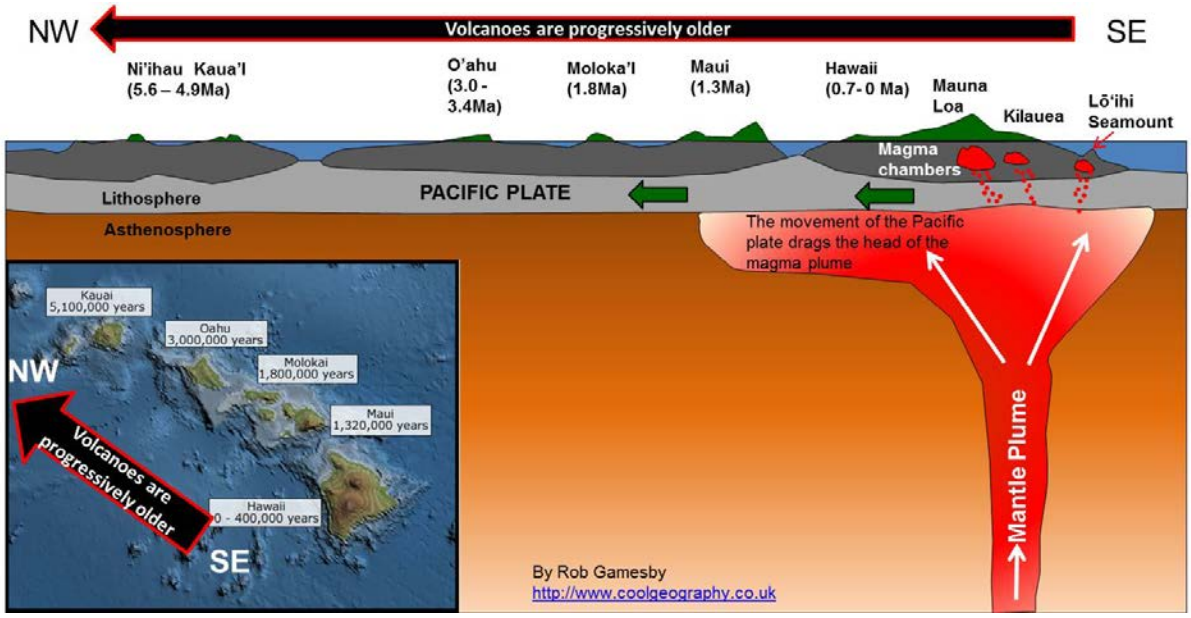
ოკეანეებში მრავლად ვხვდებით ვულკანებს რომლებიც წარმოადგენენ ჩამქრალი ვულკანების მწკრივებს ან ქედების ნაწილს. მათი გავრცელება სწორხაზოვანია ოკეანეების აბისურ ვაკეებში, ზოგჯერ გვხვდება ტეხილი ხაზის ფორმითაც. უნდა აღინიშნოს რომ მსგავსი ვულკანების ასაკი მიდამოებში არსებულ ოკეანურ ქერქზე მნიშვნელოვნად ახალგაზრდები არიან. ვულკანთა მწკრივების უმრავლესობას ახასიათებთ ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულება, იხილეთ სურ.4




სურ.4 ცხელი ლაქების განლაგება წყნარ ოკეანეში.

ვულკანთა ასაკი მწკრივში იცვლება კანონზომიერად. რაც უფრო მეტად არის მწკრივში დაცილებული მოქმედი ვულკანიდან, მით უფრო ძველია. ამის ნათელ მაგალითად შეგვიძლია მოვიყვანოთ ვულკანები ჰავაის კუნძულებზე, მოქმედი ვულკანი და ჩამქრალი ვულკანების მწკრივი ჰავაის ქედზე. გამოთვლილია ვულკანთა მიგრაციის საშუალო ტემპი და ის 15 სმ-ია წელიწადში.

თუმცა ვილსონმა შემოგვთავაზა თეორია რომლითაც ვულკანთა კვებავი კერა მდებარეობს უფრო ღრმად ვიდრე ასთენოსფერო, და ის არის უძრავი ლითოსფერული ფილების მიმართ, და მას უწოდა ცხელი ლაქა,ხოლო იმ ნაკადებს რომლებიც მისგან მოდის პლიუმები. წყაროს თავზე მდებარე ლითოსფეროს მოძრაობა იწვევს ვულკანები გადაადგილებასაც და თუ ის წყდება კერას ის ქრება და ტოვებს კვალს ჩამქრალი ვულკანის სახით. ხოლო პლუმის თავზე განლაგებული ოკეანური ლითოსფეროს  ახალი ნაწილი ქვეშმდებარე ცხელი ნაკადების გავლენით „იხვრიტება“ და ყალიბდება ახალი ვულკანი. საერთო ჯამში კი იქმნება ვულკანთა მწკრივი  (სურ.5).




სურ.5 ჰოტსპოტების ჩამოყალიბება ჰავაის ვულკანების მაგალითზე.

ცხელ ლაქებს ახასიათებთ:

1, დადებითი რელიეფი ფსკერის მიმართ,

2. აზევებები არიან ვულკანები, რომლებიც ამოაფრქვევენ ტოლეიტებს, ასევე ტუტე ბაზალტებს და სხვა ტუტე ქანებს.

3. ახასიათებთ სითბოს მაღალი ნაკადები, ზოგს დადებითი გრავიტაციული ანომალიაც ახასიათებს.

4. ცხელი ლაქა გრძელდება ჩამქრალი ვულკანების მწკრივით– ასეისმური ქედით.

5. თუ ცხელი ლაქა მდებარეობს სპრედინგის ღერძზე, მას აგრძელებს ორი ქედი რომელთაც აქვთ ურთიერთ საპირისპირო მიმართულება.

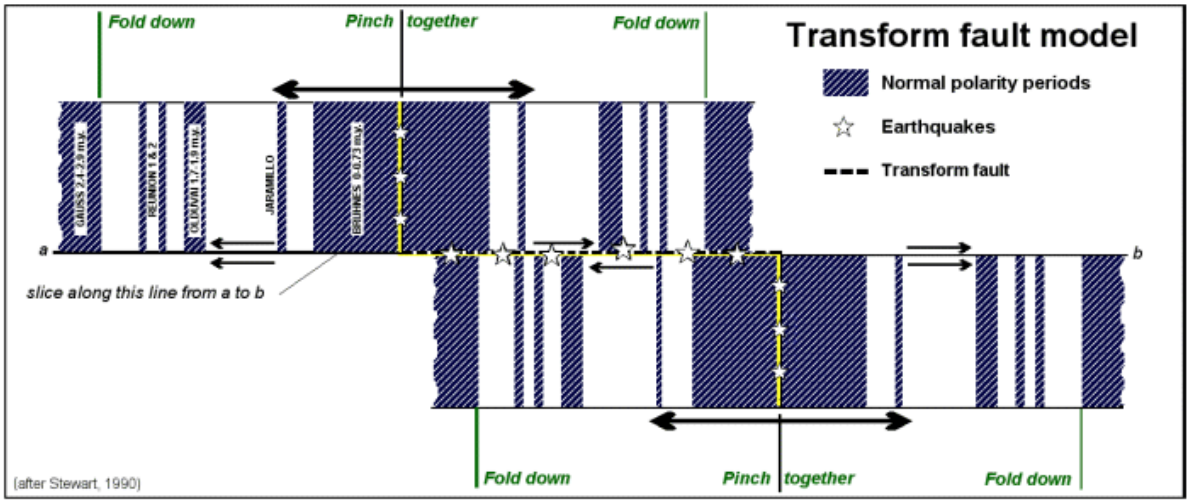
ისინი არიან ასევე ხმელეთზეც.

ჰოთსპოტებს დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ფილების ტექტონიკაში, რადგან ის ქმნის არამდგრად ვითარებას, რასაც შესაძლოა მოყვეს ლითოსფეროს დასკდომა და სხვა პროცესები.

ცხელი ლაქების უმეტესობა მდებარეობს დივერგენტულ საზღვრებთან, რისი კარგი მაგალითია ისლანდიის ვულკანები, რომელიც მდებარეობს ატლანტის ოკეანის ქედის ზონაში. მათ შეუძლიათ გამოიწვიონ კონტინენტის ქერქის დასკდომა, რიფტების სისტემის შექმნა და შემდგომში სპრედინგით. როდესაც ვულკანური აქტივობა მთავრდება შეიძლება გვქონდეს ჰიდროთერმული აქტივობა, ამის კარგი მაგალითია გეიზერები ისლანდიაში.

## 5, გრავიტაციული ანომალიები და დათარიღება

**დათარიღება**-ოკეანის ფსკერის ამგები ქანების და მეტადრე მაგმური ქანების დთარიღებაში ფართოდ გამოიყენება რადიოგეოქრონოლოგიური მეთოდი, ეს არის კალიუმ არგონის და გეოლოგებისთვის ცნობილი სხვა ცნობილი მეთოდები, მაგრამ ყველაზე მეტად გამოიყენება მაგნიტოსტრატიგრაფიულმი მეთოდი, რომელმაც შესაძლებელი გახადა შექმნილიყო გლობალური მაგნიტური სკალა კაინოზოურის და მეზოზოურისთვის. ეს მეთოდი გამოყენებულ იქნა მაგნიტური ანომალიების ზოლების დასათარიღებლად რომელიც აღმოჩენილ იქნა ოკეანის ფსკერზე.

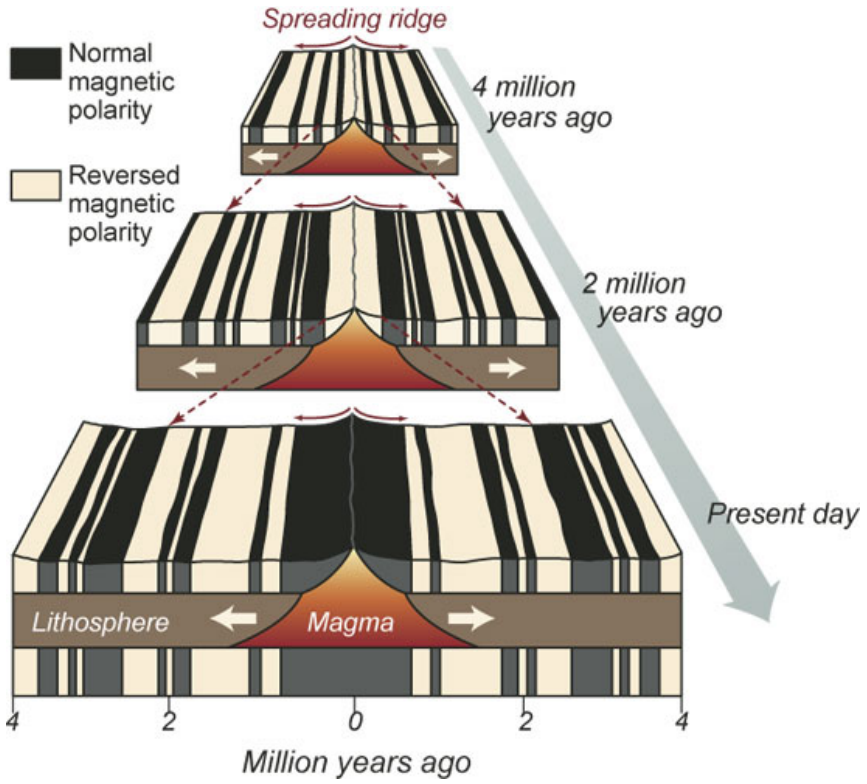



სურ. 6 რიფტულ ზონაში არსებული ზოლოვანი მაგნიტური ანომალიები და ტრანსფორმული რღვევების  სეისმურობა.

როგორც კვლევებმა გვიჩვენა შუა ოკენაური ქედების თხემურ ნაწილში ადგილი აქვს ბაზალტების ამოფრქვევას, არაღრმა კერებიანი მიწისძვრებს, მაღალი სითბური ნაკადებს, (სურ.6) ადგილი აქვს მაღალი ტემპერატური მქონე მანტიის მიახლოებას და **უარყოფით გრავიტაციულ ანომალიებს**. ეს ანომალიები ქედის პარალელურად და სიმეტრიულად არის განვითარებული და თხემის ორივე მხარეს განლაგებულები ერთმანეთის სარკისებრ ანომალიებს წარმოადგენენ.

ხაზოვანი ანომალიები დამახასიათებელია ყველა შუაოკეანური ქედისთვის, და ასევე ვაინმა და მეტიუზმა შენიშნეს, ოკეანეშეი აღმოჩენილი ანომალიების ქარგა იმეორებდა კონტინენტებზე

ლავურ ნაკადებში აღმოჩენილ მანტიური პოლარობის ინვერსიებს. მკვლევარებმა დაადგინეს რომ ამ ზონებში შემოჭრილი მაგმის დაიკები გაცივებისას მაგნიტდება დედამიწაზე იმ დროს არსებული მაგნიტური ველის შესაბამისად და შემდეგ გადაადგილდებიან სიმეტრიულად ურთიერთ საწინააღმდეგო მიმართულებით შუაოკეანური ქედის ღერძისგან. ამ აღმოჩენამ შესაძლებელი გახადა სხვადასხვა ოკეანეში სპრედინგის სიჩქარის გამოთვლა, დადგენილია რომ სიჩქარე საშუალოდ არის 1–6 სმ წელიწადში. ღრმა ოკეანური ბურღვის შედეგად და შემდგომში რადიოქრონოლოგიური და პალეონტოლოგიური და პალეონტოლოგიური მეთოდებით შესწავლამ დაადასტურა ოკეანური ქერქის ამგები ბაზალტური ფენის მაგნიტური ანომალიური ზოლების ამგები ქანების ნაწინასწარმეტყველევი ასაკი, მას სხვაგვარად ზებრასაც უწოდებენ. ის ასახავს დედამიწის პალეომადნიტური ველის ცვალებადობას, ჩაბეჭდილს ცვალებადობის თანადროულად ჩემოჭრილ და გაცივებულ ბაზალტურ ვულკანიტებში მასში შემავალი ფერომაგნიტური მინერალების მიერ. სურ.7.

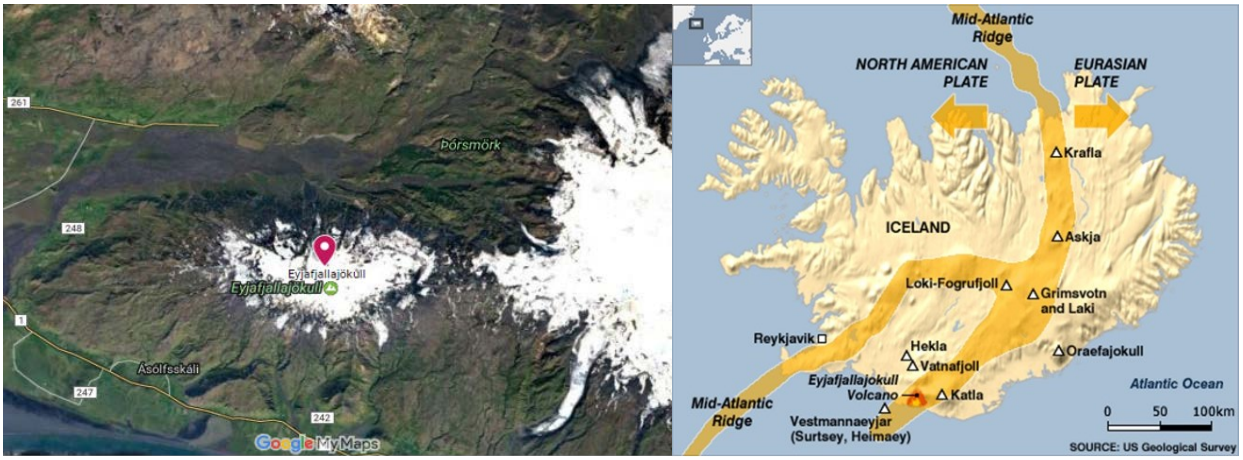



სურ.7 მაგნიტური ზებრა

როგორც ვიცით შუაოკეანური ქედები გარდიგარდმო რღვევებით არის დასერილი, მიაჩნდათ რომ ეს რღვევები სეისმურად აქტიური იყო მთელ სიგრძეზე, თუმცა აღმოჩნდა რომ სეისმურია ის მონაკვეთი რომელიც განლაგებულია ორი ერთმანეთის მიმართ გადაადგილებული ქედების თხემებს შორის, 8.8.

## 6, ვულკან **Eyjafjallajökull-ის 2010 წლის ამოფრქვევა**

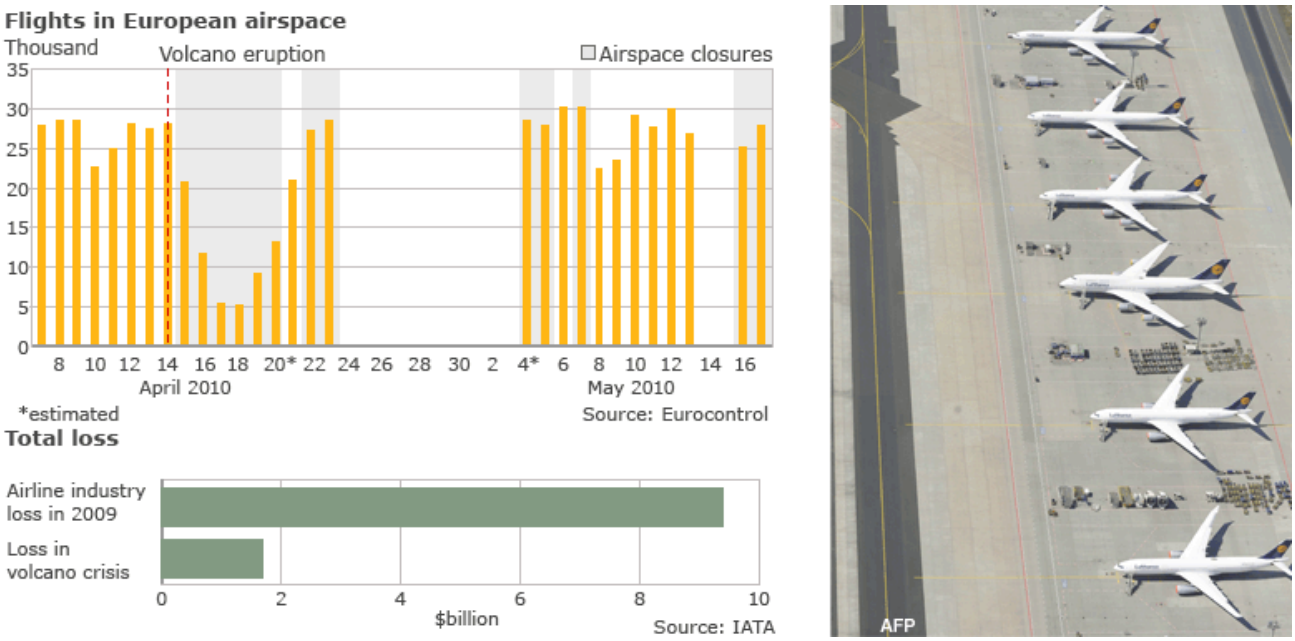
Eyjafjallajökull არის ისლანდიის ერთ-ერთი პატარა, ყინულით დაფარული მთა, რომელიც მდებარეობს კუნძულის სამხრეთით ყველაზე სახიფათო ვულკან კატლას ახლოს (სურ. 8,9). Eyjafjallajökull დაფარულია ვულკანის კალდერით რომელიც 1666 მეტრი სიმაღლისაა. ამოფრქვევები აქ პირველად 920 წელს, შემდგომ 1612 და 1821 დან 1823 წლების განმავლობაში დაფიქსირდა, რომელიც კატლას ამოფრქვევებს უკავშირდებოდა.




სურ. 8.9. ვულკან Eyjafjallajökull-ის მდებარეობა

გეოტექტონიკურად კუნძული და რა თქმა უნდა ვულკანიც აქტიურ პოზიციას იკავებს. იგი მდებარეობს შუაატლანტურ ქედზე, რომელიც აღნიშნულ მონაკვეთში წარმოადგენს ევრაზიული ფილის და ჩრდილო ამერიკის ფილებს შორის არსებულ კონსტრუქციულ საზღვარს. საზღვრის კონსტრუქციულობიდან გამომდინარე ფილები ურთიერთსაპირისპიროდ მოძრაობენ, რიფტინგის ზონაში შემოდის ბაზალტური მაგმის ახალი ულუფა, რომლებიც იწვევენ აღნიშნული სტრუქტურის ვულკანურ აქტივობას. 2010 წლის Eyjafjallajökull-ის ვულკანის გააქტიურებამ, მიუხედავად მცირე ზომისა, აპრილის თვეში თითქმის ერთი კვირის განმავლობაში საჰაერო გადაადგილების შეწყვეტა დასავლეთ და ჩრდილო ევროპის ტერიტორიაზე. მოგვიანებით ამოფრქვევა განახლდა 2010 წლის მაისსა და 2010 წლის ოქტომბერში. 14 დან 20 აპრილამდე ამოფრქვეული ფერფლი ფარავდა ჩრდილო ევროპის

უზარმაზარ ტერიტორიას. დაახლოებით 20-მა ქვეყანამ თავისი საჰაერო სივრცე ჩაკეტა და არ ახორციელებდა ფრენას, რის შედეგადაც 10 მილიონამდე ადამიანი დაზარალდა, ხოლო ავიაკომპანიებმა მილიარდობით დოლარის ზარალი მიიღეს.(სურ. 10).




სურ.10. ვულკანის ამოფრქვევის მიერ გამოწვეული ავიაკომპანიის ზარალი

სეისმური აქტივობა დაიწყო 2009 წლის ბოლოს და თანდათანობით უფრო ინტენსიური ხდებოდა 2010 წლის 20 მარტამდე. ვულკანის ამოფრქვევა დაყვეს ორ ფაზად. ამოფრქვევის პირველი ფაზის დროს ექსპლუზიური ამოფრქვევის შედეგად ამოიტყორცნა ბაზალტური ლავა (სურ.11). ვულკანის ამოფრქვევას ვულკანური ექპლოზიურობის ინდექსის მიხედვით მიენიჭა 1 კატეგორია

სურ. 11 ვულკანის აქტიურობის პირველი ფაზის შედგად ამოფრქვეული ბაზალტური ლავა.

2010 წლის დასაწყისში, ვულკანური მოქმედება შევიდა მეორე ექსპლოზიურ ფაზაში და წარმოშვა მინით მდიდარი ფერფლის ღრუბელი, რამაც გამოიწვია ზუსტად ზემოთხსენებული საჰაერო შეფერხება ევროპის უმეტეს ქვეყანაში. მეორე ფაზის დროს ამოფრქვევა ტრაქიანდეზიტურ ხასიათს ატარებდა. ამოფრქვევის მეორე ფაზის დროს 250 მილიონი $მ^3$ ტეფრა და ფერფლი გაიფრქვა ჰაერში 9 კილომეტრზე (30000 ფუტი).(სურ 12 ). ამოფრქვევის სიძლიერე ვულკანური ექპლოზიურობის ინდექსის მიხედვით შეფასდა როგორც 4. (ცხრილი. 1) 2010 წლის 21 მაისამდე, ამოფრქვევის მეორე ფაზამ სიძლიერე დაკარგა იმ დონემდე აღარ წარმოიქმნებოდა ფერფლი ან ლავა.

სურ.12. ვულკანიდან ამოფრქვეული ფერფლი და პიროკლასტური მასა

2010 წლის 6 ივნისის საღამოს, ძირითადი კრატერის დასავლეთ მხარეს გააქტიურდა მცირე ახალი კრატერი. ექსპლოზიური მოქმედება ამ ახალი კრატერიდან მხოლოდ მცირე რაოდენობის ფერფლის ემისიით შემოიფარგლა. სეისმურმა მონაცემებმა ცხადყო, რომ დედამიწის რყევის სიხშირე და ინტენსიურობა აჭარბებდა იმ დონეს რაც ამოფრქვევამდე იყო, ამიტომ მეცნიერებმა გააგრძელეს ვულკანის მონიტორინგი.

გამოყვეს რამდენიმე ფაქტორი, რომლებმაც განაპირობა ვულკანური მოქმედების ასეთი დამანგრეველი ძალა: ვულკანი იყო ზუსტად მყინვარული საფარის ქვეშ, რამაც გაზარდა მისი ინტენსიურობა, ყინული დადნა, ცივი წყალი დაემატა ცხელ ლავას და გამოიწვია ლავის

ექსპლოზიური გაფრქვევა. ატმოსფეროში გაფრქვეული ვულკანური ფერფლი და ჭავლური ნაკადი აღმოსავლეთისაკენ მქროლავი ქარის მიერ ჩრდილოეთ ევროპის ტერიტორიაზე გავრცელდა და დიდძალი პრობლემა შეუქმნა საჰაერო სივრცეს.

2010 წლის ოქტომბერში, ისლანდიის უნივერსიტეტის მეცნიერებმა დაასკვნეს, რომ ამოფრქვევები დასრულდა, თუმცა ტერიტორია კვლავ გეოთერმულად აქტიური რჩებოდა და ამოფრქვევების განახლება კვლავ მოსალოდნელი იყო. საბოლოო ჯამში ისლანდიის ვულკანი ვულკანური ექპლოზიურობის ინდექსის მიხედვით  შეფასდა საშუალო სიძლიერის ვულკანად სადაც წმინდა ელენეს ვულკანის ინდექსი 6-ს შეადგენს, ხოლო Eyjafjallajökull-ის არის 4.

## ძირითადი დასკვნები

აღნიშნულ რეფერატში მოყვანილი განხილვა შუაოკეანურ ქედებზე და ჰოტსპოთებზე მხოლოდ მეათასედ ან მემილიონედინაწილს წარმოადგენს დედამიწის მასშტაბით ყველა შუაოკეანური ქედის თუ ჰოტსპოთებთან მიმართებაში. შესაბამისად ამ თემის განხილვისათვის არათუ რეფერატი, არამედ  მონოგრაფიებიც კი არ იქნება საკმარისი. მითუმეტეს, რომ აქტიური ჰოტსპოტები და შუაოკეანური ქედებზე მიმდინარე მოვლენები ყოველდღიურად გვახსენებს თავს და გვაფრთხილებს, რომ დედამიწა არ არის უსიცოცხლო, „ქვიანი“ სხეული. იგი ერთიან, სისტემურ მექანიზმთა ერთობლიობაა, რომელიც თავისი კანონების მიხედვით არსებობს და ჩვენ არ შეგვიძლია ამ კანონების შეცვლა.

 დასკვნის სახით შეიძლება ითქვას, რომ:

1. დედამიწა აქტიური სხულია და არ წარმოადგენს სტატიკურ მყარ წარმონაქმნს

2. თანამედროვე ვულკანიზმის გავრცელება და აქტიურობა მჭიდროდაა დაკავშირებული ფილების გლობალურ ტექტონიკასთან

3. გამოიყოფა სუბდუქციური და შიდაფილური ვულკანიზმი

4. აღნიშნული ვულკანიზმი ურთიერთგანსხვავებულია და თავიანთი დამახასიათებელი თავისებურებები გააჩნიათ.

გამოყენებული ლიტერატურა:


1. ბ. თუთბერიძე „მაგმური ქანების , კრისტალოოპტიკის საფუძვლებით, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი. თბილისი 2018
2. შ. ადამია ვ. ალფაიძე ა. ჭაბუკიანი „გეოტექტონიკა“, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი. თბილისი, 2000
3. https://en.wikipedia.org/wiki/Submarine_volcano