

Ə.L. MƏMMƏDOV



**ZƏLZƏLƏLƏRİN PROQNOZUNUN  
FİZİKİ-GEOLÖJİ ƏSASLARI**



**Məmmədov Əvəz Lətif oğlu**

**"Zəlzələlərin proqnozunun fiziki-geoloji əsasları"**

Kitabda zəlzələ xəbərvericilərinin zaman-məkan paylanması xüsusiyyətləri, onların yaranmasının fiziki mexanizmi tədqiq edilmişdir. Zəlzələnin hazırlıq dövrünü əks etdirən müxtəlif modellər təhlil edilmişdir. Zəlzələ proqnozunun misalları göstərilmişdir. Proqnoz işlərinin strategiyası verilmişdir.

Kitab seysmoloq və Yer fizikası üzrə mütəxəssislər, müvafiq ixtisas üzrə təhsil alan bakalavr, magistrant və doktorantlar üçün maraq kəsb edir.

Bakı - 2015

## Giriş

Geoloji mühit geoloji zaman baxımından daimi hərəkətdədir və bu hərəkətlərin müxtəlif formaları mövcuddur. Geoloji mühitin monitorinqinin *məqsədi*-geoloji mühitin təbii və texnogen faktorların təsiri nəticəsində dəyişməsinə öyrənməkdir. Yuxarıda qeyd etdiklərimizdən ən mühümü insan fəaliyyətinə və həyatına böyük təhlükə yaradan, sonu zəlzələ ilə nəticələnən təbii tektonik proseslərdir.

Son zamanlar müxtəlif ölkələrdə zəlzələ xəbərvericilərinin müşaidələrinə aid kifayət qədər məlumat toplanmışdır. Müəyyən olunmuşdur ki zəlzələnin hazırlıq dövrü zəif seysmikliyin, süxurların elektrik və maqnit xassələrinin, yer səthinin deformasiyasının və mailliyinin, yeraltı suların səviyyəsinin və kimyəvi tərkibinin v.s. anomal dəyişməsi ilə müşaidə olunur. Eyni zaman məlum olub ki qeyd olunan anomaliyalar küy fonundan zəif seçilirlər, yer səthində şəbəkəvari paylanırlar və müxtəlif seysmoaktiv zonalarda fərqli formada inkişaf edirlər. Bu səbəbdən müxtəlif ölkələrdə zəlzələlərin baş verəcəy yerin, vaxtın və gücünün proqnozu uğursuz nəticələnmişdir. Lakin nadir hallarda uğurlu cəhdlərdə olmuşdur. Bunlara ilk növbədə 1975 ilin fevralın 4-də Çində baş vermiş Xaycenq dağıdıcı zəlzələni aid etmək olar. O zaman baş verəcəy seysmik hadisənin iki saat öncə proqnozu

nəticəsində əhalini eyni adlı şəhərdən evakuasiya edib minlərlə insanın həyatını xilas etmək mümkün olmuşdur.

Zəlzələnin etibarlı proqnozuna mane edici amil kimi ocağın inkişaf mexanizminin dərin anlaşılmasının olmamasıdır. Eyni zaman xəbərvericilərin yaranma mexanizmi və gözlənilən zəlzələnin parametrləri arasında əlaqə də kifayət qədər tədqiq edilməmişdir.

Müəllifin qarşıda qoyduğu əsas məqsəd zəlzələnin hazırlıq dövrü prosesinə aid müasir bilikləri işıqlandırmaq və bəzi proqnoz üsullarını fiziki-geoloji baxımından əsaslandırmaqdır. Eyni zaman qeyd etmək lazımdır ki müasir dövrdə zəlzələnin hər-hansı gümanla proqnozu mümkündür. Hal-hazırda zəlzələnin uzun və orta müddətli proqnozunda müəyyən uğurlar əldə olunsada qısa müddətli proqnozun (zəlzələdən bir neçə gün və saat öncə) praktiki tətbiqi müəyyən çətinliklərlə üzləşir.

Kitabda zəlzələnin hazırlanma prosesi, onun ocağının fizikası, hazırlanmasının nəzəri modelləri, proqnozda istifadə edilən xəbərvericilər və nəticədə zəlzələnin proqnozunun müasir modelləri təhlil edilmişdir.

## I Fəsil. Zəlzələnin əsas xarakteristikaları.

### 1.1 Zəlzələlərin gücünün qiymətləndirilməsi.

Yer qatında baş verən qırılmanın dinamik yayılmasının (sürəti saniyədə bir neçə km yaxın olan) nəticəsi olan prosesə zəlzələ deyilir.

Qırılmanın hərəkəti nəticəsində yaranan elastik dalğalar bir neçə saniyə ərzində Yer səthinə çatıb güclü zəlzələ ilə nəticələnir ki, o da böyük insan tələfatına və dağıntılara səbəb olur.

Zəlzələlər bir neçə tipə ayrılır:

*Tektonik zəlzələlər* - endogen proseslər nəticəsində yaranan və ayrı-ayrı Yer qabığı və ya litosfer bloklarının qırılma zonaları boyu hərəkəti nəticəsində baş verən zəlzələlərə deyilir. Bu tip zəlzələlər qeyd olunan zəlzələlərin ümumi sayının~ 95% ni təşkil edir.

*Vulkanik zəlzələlər* - müasir vulkanik zonalarda vulkanik aktivliyin artması nəticəsində yaranan zəlzələlərə deyilir.

*Denudasiya zəlzələləri* - Yeraltı boşluqların uçulması nəticəsində uçulan süxurların zərbəsi nəticəsində yaranan zəlzələlərə deyilir.

Karst mağaralarının tavanının uçulması nəticəsində yaranan titrəyişləri misal gətirmək olar. Bu tip zəlzələlər adətən zəlzələlərin ümumi sayının~ 1%-dən də azdır.

*Texnogen zəlzələlər* - insan fəaliyyətinin geoloji mühitə təsiri nəticəsində yaranan zəlzələlərə deyilir.

Müasir geoloji və seysmoloji məlumatlara əsasən qeyd etmək olar ki, zəlzələ Yerdə mövcud olan mexaniki gərginliyin qısa müddətdə boşalması nəticəsində əmələ gəlir.

Qeyd etdiyimiz mexaniki gərginlik Yerdə daimi gedən Yer maddəsinin differensiasiyası prosesi, astenosferdə süxur kütlələrinin konvektiv axını ilə əlaqədar litosfer blokların hərəkəti və s. nəticəsində əmələ gəlir.

Yer qabığında mövcud olan yüksək seysmiklikli zonalar plitələr tektonikası nəzəriyyəsi ilə yaxşı izah olunur.

Bu nəzəriyyəyə əsasən Yerın mantiyasının maddəsi rift zonalarında (genişlənmə zonası) yer səthinə çıxır. Bu öz növbəsində Yer qabığının iri bloklarını (plitələri) hərəkətə gətirir.

Müxtəlif sürətlə hərəkət edən blokların kontaktında yaranan yüksək mexaniki gərginlik, son nəticədə süxurların parçalanması ilə (zəlzələ ilə) nəticələnir.

Aşağıda tez-tez rastlaşacağımız seysmoloji terminlərin qısa izahını verilmişdir.

*P-dalğa* - uzununa dalğa (primary).

*S-dalğa* - eninə dalğa (secondary).

*Səthi dalğalar (Reley və Lyav)*-episentral zonada həcmi dalğaların yer səthinə çıxması nəticəsində əmələ gəlib, mənşələri eninə dalğaya yaxın olan, lakin sürəti ondan kəskin kiçik olan, uzun dövrlü və yer səthi boyu yayılan dalğalardır.

*Hiposentr* - Yer daxilində nöqtəvi zəlzələ ocağı.

*Episentr* - hiposentrin Yer səthinə proyeksiyasıdır.

*Episentral məsafə* - müşahidə nöqtəsindən Yer səthi boyu episentrə qədər olan məsafədir; km-lə və ya dərəcə ilə verilə bilər.

*Ocaqda vaxt* - zəlzələnin hiposentrdə başvermə momentini göstərir.

*Dalğaların qaçış vaxtı*- ocaqdakı vaxt ilə dalğanın müşahidə nöqtəsinə gəlmə vaxtı arasında fərq.

*İzoseystlər (izoseysmik xəttlər)* - xəritədə zəlzələnin eyni intensivliyə malik olan nöqtələrini birləşdirən xəttlərdir.

*Pleistoseyst zonası (episentral zona)* - müvafiq xəritədə ən böyük qiymətə malik izoseystlə əhatə olunan sahəyə deyilir.

*İsoxronlar (Homoseystlər)* - dalğanın Yer səthinə eyni zamanda çatan nöqtələrini birləşdirən xəttlərdir.

*Zəlzələnin makroseysmik təzahürü* - cihazsız hiss olunan iri miqyaslı seysmik hadisə nəzərdə tutulur.

*Zəlzələnin mikroseyismik təzahürü* - yalnız cihazlarla qeyd olunan kiçik miqyaslı seysmik hadisə nəzərdə tutulur.

*Zəlzələnin teleseyismik təzahürü* - mikroseyismik termin olub uzaq zəlzələdən gələn dalğaya deyilir.

*Uzaq zəlzələ* - episentri müşahidə nöqtəsindən 1000 km məsafədə yerləşən zəlzələyə deyilir.

1000km - dən yaxın zəlzələlərə isə *Yerli* və ya *Yaxın* zəlzələ deyilir.

*Zəlzələnin intensivliyi* XII ballıq şkala ilə ölçülür. O, baş verən titrəyişin gücünü ayrı-ayrı müşahidəçilər tərəfindən xarakterizə edir. Bu çox subyektiv qiymətləndirilmədir və onu heç bir fiziki parametrlə əlaqələndirmək olmur.

*Maqnitud (M) şkalası* - zəlzələnin miqyasının kəmiyyətli qiymətləndirilməsində praktiki əhəmiyyət kəsb edir. Maqnitud-nisbi kəmiyyətdir.

Maqnitud şkalası standart miqyaslı zəlzələni təyin edib başqa zəlzələləri ona görə qiymətləndirir (düstur 1-ə bax)

$$M = \lg A(D) - \lg A_0(D), \quad (1)$$

burada  $D$ -episentral məsafə;  $A_0$  və  $A$ -xüsusi seysmoqrafla yazılmış standart və baxılan zəlzələnin müvafiq olaraq maksimal amplitudalarıdır. Standart zəlzələ deyəndə düstur (1)-də  $M=0$  ( $\lg 1$ ) qiymətinə cavab verən zəlzələ nəzərdə tutulur.



Vud Anderson seysmoqrafında  $A_0=1$  mkm,  $D=100$  km.

Seysmoqrafın xarakteristikası məlum olduqda  $M$ -lə torpağın titrəyişinin amplitudası  $-a$ (mkm) arasında olan əlaqə düsturunu almaq olar:

$$M = \lg a + 3 \lg D - 2,92 \quad (2)$$

Düstur (2) seysmoqrafın tipindən asılı deyil və torpağın titrəyişinin amplitudası ( $a$ ) dəqiq məlum olduqda praktikada istifadə olunur.

Aşağıda verilən düstur praktikada daha geniş istifadə olunur:

$$M = \lg \left( \frac{a}{T} \right)_{\max} + f(\Delta), \quad (3)$$

burada  $T$ -torpağın titrəyiş dövrü,  $f(\Delta)$ -müxtəlif dalğalar üçün

$\left( \frac{a}{T} \right)$  dəyişməsinə nəzərə alan kalibrəedici funksiyadır.

Maqnitudlar bir neçə tip olur:

$M_L$ -Rixterə görə lokal maqnitudadır. Əsasən xırda, yerli zəlzələlər üçün tətbiq edilir.

$M_s$ -səthi dalğalara görə təyin olunmuş maqnituddur. Episentri 600 km-dən uzaq olan zəlzələlərdə geniş tətbiq olunur.

$m_b$  -həcmi dalğalara görə təyin edilmiş maqnituddur.

Dərinfokuslu zəlzələlər üçün istifadə olunur.

$M_w$ -moment maqnitudalar şkalası. Zəlzələnin seysmik momentinin hesablanması nəticəsində tərtib edilir və son zamanlar dayaq maqnituda kimi daha geniş istifadə olunur.

Seysmik moment  $M_0$  aşağıdakı düstur ilə hesablanır:

$$M_0 = \mu US$$

Burada  $\mu$ -zəlzələ ocağında süxurların yerdəyişmə moduludur; U-seysmik qırılma nəticəsində sahələrin nisbi yerdəyişməsi; S-qırılma sahəsidir.

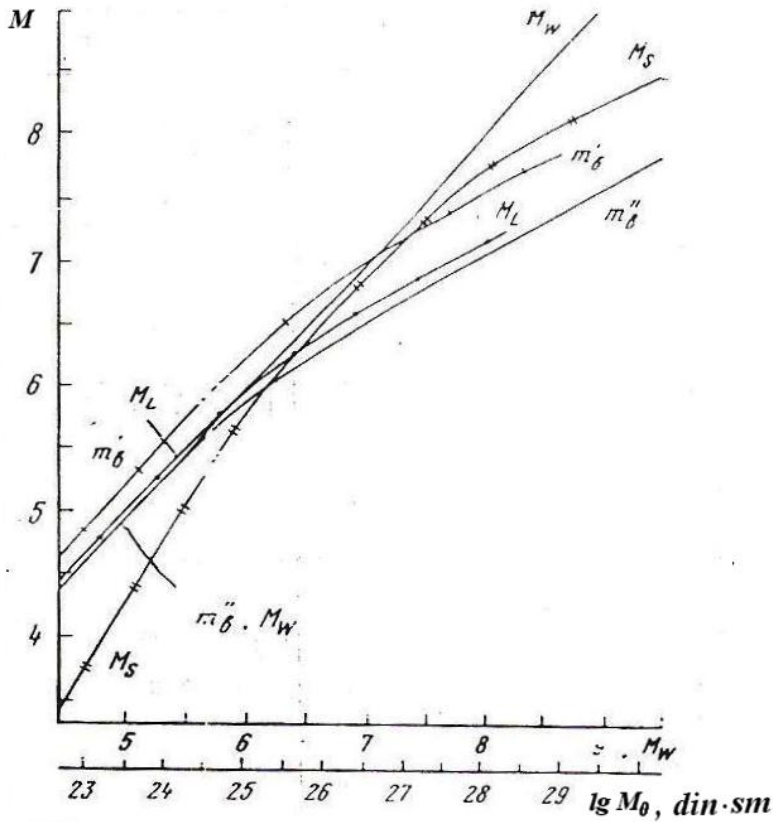
Şəkil 1-də moment maqnitudası  $M_w$  və müxtəlif növ dalğalara görə hesablanmış maqnitudlar arasında asılıqlar verilmişdir. Seysmik momentin ( $M_0$ ) qiymətinin loqarifmi göstərilmişdir [1]. Müqaisədən görünür ki müxtəlif növ dalğalara görə və fərqli üsulla hesablanmış maqnitudların bir-birindən fərqi vahddən çoxdur.

Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi maqnitud şkalası zəlzələnin miqyasının nisbi qiymətləndirilməsinə imkan verir. Onun vasitəsilə güclü və zəif zəlzələləri müqayisə etmək mümkündür. Eyni zamanda bu şkala seysmik mənbəyin fiziki xassəsi haqqında az da olsa məlumat verir. Bu məlumatı konkretləşdirmək üçün M şkalasını seysmik mənbəyin əsas fiziki parametri olan enerji (E) ilə əlaqələndirmək lazımdır.

Bunun üçün aşağıda verilən və praktikada geniş tətbiq olunan Qutenberq-Rixter düsturunu göstərmək olar. Bu düstur  $M$  və  $E$  arasında kəmiyyətli əlaqəni göstərir (cədvəl 1).

$$\lg E(\text{erq}) = 1,5 M + 11,8 . \quad (4)$$

Düstur (4)-dən görünür ki, maqnitud ( $M$ ) 1,0 artsa  $E \cdot 10^{1,5}$  dəfə artacaq. Başqa sözlə  $M=6$  zəlzələnin enerjisi 32 dəfə  $M=5$ -dən və 1000 dəfə  $M=4$  zəlzələnin enerjisindən böyükdür.



Şəkil 1. Müxtəlif növ maqnitudlar arasında əlaqələr:

$M_w$  – moment maqnitudu;  $M_s$ - səthi dalğalara görə maqnitud;  $M_L$ - Rixtere görə lokal maqnitud;  $m'_b$  və  $m''_b$  - müvafiq olaraq orta, uzundövrü və qısa dövrü seysmik kanalların istifadəsi ilə həcmi dalğalara görə maqnituddur;  $M_0$  – seysmik momentdir [1].

## Cədvəl 1

### Zəlzələnin maqnitudu $M$ və enerjisi $E$ arasında əlaqə.

$M$	$E$ , erq		$M$	$E$ , erq
8,5	$3,6 \cdot 10^{24}$		6,0	$6,3 \cdot 10^{20}$
8,0	$6,3 \cdot 10^{23}$		5,5	$1,1 \cdot 10^{20}$
7,5	$1,1 \cdot 10^{23}$		5,0	$2,0 \cdot 10^{19}$
7,0	$2,0 \cdot 10^{22}$		4,5	$3,6 \cdot 10^{18}$
6,5	$3,6 \cdot 10^{21}$		4,0	$6,3 \cdot 10^{17}$

Zəlzələnin gücünü xarakterizə etmək üçün  $M$  şkalası ilə yanaşı bəzi ölkələrdə (Rusiya) energetik sinif ( $K$ ) anlayışı istifadə olunur. O, coul ilə ölçülmüş seysmik enerjinin onluq loqarifmi kimi təyin edilir.

$$K = \lg E$$

Orta Asiya regionları üçün energetik sinfin aşağıdakı empirik düsturu [2] istifadə olunur:

$$K = 1,8M_s + 4,6.$$

Uzaq Şərq üçün [3]:

$$K = 1,5M_s + 4,6.$$

Əgər  $M$  və  $E$  zəlzələ ocağında onu qiymətləndirirsə, bal şkalası Yerın səthində (müşahidə nöqtəsində) seysmik titrəyişlərin intensivliyini xarakterizə edir.

Seysmik şkala iki hissədən ibarətdir: təsvir edici(makroseysmik) və instrumental [4]. 1964 ildə MSK-64 [5] şkalası keçmiş SSRİ məkanında qəbul edilmişdir. Bu şkala xüsusi mühəndis-seysmoloji və dayanıqlı inşaat istiqamətində həyata keçirilmiş tədqiqatlar nəticəsində yaranmışdır.

Son zamanlar seysmikdayanıqlı inşaatda diqqət zəlzələ zamanı baş verən torpaq rəqslərinin ədədli parametrlərinin istifadəsinə yönəlibdir. Bunlardan yerdəyişmənin maksimal amplitudunu, sürəti, təcili, qruntun titrəyişinin müddətini və spektral tərkibini qeyd etmək olar (cədvəl 2).

**Cədvəl 2**

**Qruntun titrəyişinin kəmiyyətli parametrlərinin ballıqdan asılılığı [6].**

İntensi vlik, balla	Yerdəyiş mə, sm	Sürət Sm/san	Təcil Sm/san <sup>2</sup>	Intensivlik, balla	Yerdəyiş mə, sm	Sürət, Sm/san	Təcil Sm/san <sup>2</sup>
1	<0,6	<0,4	<0,2	7	9	18	140
2	0,85	0,5	0,4	8	15	36	300
3	1,3	1,1	2	9	23	70	600
4	2,1	2,2	8	10	33	140	1000
5	3,5	4,5	25	11	44	270	1600
6	5,5	9	60	12	>50	>350	>2000

Təcrübə göstərir ki, insanlara və texniki qurğulara ən böyük təhlükəni intensivliyi 7 baldan yüksək olan zəlzələlər törədir.

Belə balı  $M \geq 5$  olan zəlzələlər yarada bilər. Zəlzələlərin maqnitudu və bal şkalası arasında hər hansı bir sadə əlaqə yoxdur.

Lakin orta hesabla ocaq 40 km dərinlikdə yerləşsə, 7 ballı zonanın sahəsi (S7) maqnitud artdıqca təxminən aşağıdakı kimi dəyişir:

$M=5$  S7=100km<sup>2</sup>,  $M=6$  S7=500km<sup>2</sup>,  $M=7$  S7=3000km<sup>2</sup>,  $M=8$  S7=20000km<sup>2</sup>.

Qeyd etmək lazımdır ki, 1988-ci ilin 7 dekabrında Qərbi Azərbaycanda (Ermənistanda) baş vermiş kataströfik zəlzələnin ( $M=6,8$ ) 7 ballı zonası 4000 km<sup>2</sup> sahəni əhatə edib.

Buradan belə nəticəyə gəlmək olar ki, proqnozun məqsədi  $M \geq 5$  olan zəlzələlər olmalıdır.

## **1.2. Zəlzələ ocağı**

Zəlzələ zamanı Yer qabığında əmələ gələn yarıqlar və ya yarıqlar sistemini zəlzələnin ocağı kimi qəbul etmək olar. Eyni zaman zəlzələni yerdə toplanan elastik enerjinin relaksasiya forması kimi də qəbul etmək olar.

Zəlzələ zamanı enerji azad olur və yarıqlar ətrafında hər hansı süxur həcmində paylanır. Bu həcmə sərhədləri Yer

qabığının geoloji quruluşundan və gərginlik vəziyyətindən asılıdır. Ora ocaq kimi kvalifikasiya edilmir.

Mexanikanın anlayışlarının zəlzələ ocağına tətbiq edilməsini təmin edən əsas xassələrə baxaq:

1. Tektonik zəlzələnin ocağı Yer materialının yarılməsi kimi qəbul olunur.

2. Yarıлма tektonik deformasiya nəticəsində toplanan gərginliyin təsiri nəticəsində əmələ gəlib yarıлма səthindən tam və ya qismən gərginliyin götürülməsinə səbəb olur.

3. Yarıлма (çat) kiçik bir sahədə əmələ gəlir və sonra sürəti uzununa dalğadan çox olmayan sürətlə yayılır.

4. Ocağı yerdəyişmə çatı xarakterizə edir.

5. Çatın ətrafındakı material xətti-elastik xassəli qalır.

Zəlzələ ocağının mexanikası seysmologiyanın xüsusi bir istiqamətidir və [7-9] işlərində geniş təhlil edilmişdir. Zəlzələ proqnozu məsələsinə maraq kəsb edən ocağın bəzi xassələrini təhlil edək.

Birinci növbədə zəlzələnin maqnitudu (enerjisi) və ocaqda yaranan yarıلمانın ölçüləri arasındakı asılılığa baxaq.

Y.V.Rizniçenkonun [10] təqdim etdiyi ümumiləşdirilmiş düstur aşağıda verilmişdir:

$$lgl=0,244lgE-2,266 \quad (5)$$

burada l- yarıلمانın uzunluğu km-lə, E- coul ilə verilib.



Maqnitudun ( $M$ ) ocağın dərinliyindən  $h(\text{km})$  asılılığını Şebalin  $M \approx 5$  zəlzələr üçün verib [11]:

$$\lg|l|=0,5 M-0,41 \lg h-1,3 . \quad (5)^*$$

Azad olmuş gərginlik, ocağın ölçüləri və yerdəyişmə ilə maqnitud arasında korrelyasiya asılılıqlarını almaq üçün Şteynberq tərəfindən  $M_s=5,1 \div 8,7$  olan dünyanın müxtəlif yerlərində baş vermiş yüzə yaxın zəlzələ təhlil edilmişdir.

Burada ocağın uzunluğu (1) Yer səthində müşahidə olan yarımların və ya afterşoklar buludlarının uzunluğu ilə müəyyən olunublar.

Ocağın eni ( $w$ ) və sahəsi ( $S$ ) isə əsasən afterşoklar zonasının ölçüləri ilə müəyyən edilə bilər.

Bir sıra hallarda yerdəyişmənin maksimal qiyməti  $D_{\max}$  Yer səthində aparılan birbaşa ölçmələr vasitəsi ilə müəyyən edilmişdir. Əksər hallarda isə seysmik momentin  $M_0$  yarıma sahəsinə nisbətindən  $D$ -in orta qiyməti müəyyən edilmişdir. Zəlzələ zamanı azad olmuş gərginliyin qiyməti Kanamori-Andersen düsturu ilə hesablanmışdır (ocaqda üfüqi yerdəyişmə halı üçün) [12]:

$$\Delta\sigma_h = \frac{2}{\Pi} \mu \frac{D}{W} , \quad (6)$$

burada w-qırılmanın enidir. Nəticədə, ocaqda baş verən yer dəyişmənin istiqamətinə görə zəlzələlər üç növə ayrılıb: üfüqü yerdəyişmə, qırılıb düşmə və qırılıb qalxmalı üstəgəlmə tipli.

Qeyd etmək lazımdır ki, zəlzələnin növü ümumi yerdəyişmə vektorunun müvafiq komponenti 70%-dən çox təşkil etdiyi halda müəyyən edilirdi.

Birinci və ikinci növ zəlzələlərdə ocaqdakı qırılmanın səthi boyu yerdəyişməsi müvafiq olaraq üfüqi və şaquli istiqamətdə baş verəcək.

Üçüncü növ zəlzələlərdə isə yerdəyişmə subüfüqi qırılma səthi boyu baş verəcək.

Hər növ zəlzələ üçün qırılmanın uzunluğu ( $l$ ) (ocaqda), afterşoklar sahəsi  $S_a$  və ocaqda baş verən yerdəyişmə  $D$  ilə maqnitud  $M_s$  arasında aşkar edilmiş korrelyasiya əlaqəsi əsasında çıxarılmış empirik düsturlar aşağıda verilmişdir [13]:

$$\lg l(\text{km}) = 0,64M_s - 2,75 \text{ (üfüqü yerdəyişmə üçün), } r = 0,87; \quad (7)$$

$$\lg l(\text{km}) = 0,45M_s - 1,54 \text{ (qırılıb qalxmalı üstəgəlmə üçün), } r = 0,9; \quad (8)$$

$$\lg l(\text{km}) = 0,38M_s - 1,06 \text{ (qırılıb düşmə üçün), } r = 0,82; \quad (9)$$

burada  $r$ -korrelyasiya əmsalıdır.

Zəlzələnin maqnitudu ( $6,0 \leq M_s < 8,7$ ) və aftershoklar sahəsi ( $S_a$ ) arasında asılılıq da müəyyən olunmuşdur:

$$\lg S_a(\text{km}) = 1,07M_s - 0,79 \text{ (üfqü yerdəyişmə üçün), } r=0,91; \quad (10)$$

$$\lg S_a(\text{km}) = 0,85M_s - 2,9 \text{ (qırılıb qalxmalı üstəgəlmə üçün), } r=0,87; \quad (11)$$

$$\lg S_a(\text{km}) = 1,22M_s - 5,87 \text{ (qırılıb düşmə üçün), } r=0,89; \quad (12)$$

Ocağda baş vermiş yerdəyişmə  $D$  ilə maqnitud arasında əlaqə aşağıda verilmişdir [13]:

$$\lg D(M) = 0,75M_s - 5,21; \quad (13)$$

$$\lg D(M) = 0,25M_s - 1,49; \quad (14)$$

$$\lg D(M) = 0,48M_s - 3,05; \quad (15)$$

burada  $r=0,7 \div 0,92$ .

Verilən düsturlardan görünür ki qırılmaların tərəflərinin üfqü istiqamətdə yerdəyişməsi şaquli istiqamətdən qat-qat böyükdür.

Ocağda yarılanın yerdəyişməsi  $D$  ilə ocağın ölçüləri ilə əlaqəsi aşağıda verilibdir:

$$\lg D(M) = 0,79 \lg l(\text{km}) - 1,3; \quad (16)$$

$$\lg D(M) = 0,44 \lg l(\text{km}) - 0,42; \quad (17)$$

$$\lg D(M) = 0,52 \lg l(\text{km}) - 0,35; \quad (18)$$

burada  $r=0,6 \div 0,7$ .

Müəyyən olunub ki, axırıncı iki tip zəlzələdə qırılmanın qanadlarının sürüşməsi assimetrik olur.

Bir qayda olaraq üst blokun sürüşmə amplitudu alt blokun sürüşmə amplitudundan bir neçə dəfə çox ola bilər. Bu effekti çoxsaylı geoloji, geodeziya və seysmoloji məlumatların təhlili təsdiq edib. Qeyd olunan qanunauyğunluq Yer səthində də seysmoloji effektin assimetriyasına səbəb ola bilər. Məsələn Misal üçün eyni ballı zonanın (izoseytlərin) formasına təsir edə bilər.

Yuxarıdan gördüyü kimi qırılmanın ölçüləri ocağın fizikası ilə əlaqədə olan məsələlərin həlli üçün böyük maraq kəsb edir. Ona görə onları ölçmək üçün xüsusi monitoring işlərinin aparılmasına ehtiyac var. Onlar bir neçə üsul ilə aparılır.

1. Episentral zonada Yer səthinin nisbi yerdəyişmələrinin geoloji xəritələşdirilməsi üsulu. Episentral zona dedikdə aftershoklarla əhatə olunmuş ərazi nəzərdə tutulur. Bu üsul ilə bağlı çətinliklər Yer səthində alınan nəticələri dərinliyə düzgün uyğunlaşdırmaqdan ibarətdir.

2. Zəlzələdən öncə və sonra geodeziya ölçmə işləri. Burada çətinliyi bazası bir neçə km olan yerdəyişmələrin inteqral qiymətləndirilməsi tələb edir.

3. Seysmoqramların interpretasiyası zamanı seysmik momentin paylanmasıdır. Bu üsulun çatışmayan cəhəti əks məsələnin, yəni ocaqda yerdəyişmələrin bərpası məsələsinin həllinin birmənalı olmamasıdır.

## **II Fəsil. Zəlzələlərin hazırlanma dövrünü əks etdirən modellər.**

Zəlzələlərin hazırlanmasını əks etdirən müasir modellər laboratoriya modelləşdirmə işlərinə və seysmikliyin çöl müşahidələrinin nəticələrinə əsaslanaraq tərtib edilib.

Onların nəzəri hissəsini süxurların mexanikasının qanunları təşkil edir.

Modellərdə zəlzələ prosesinə Yer in daxilində baş verən çatəmələgəlmənin uzun müddətli evolyusiyası kimi baxılır. Mövcud modellərdə çatəmələgəlmə prosesinə təsir edən geoloji qırılmaların miqyası, onların məkanda yerləşməsi xüsusiyyətləri və fizika-kimyəvi faktorlar müxtəlif dərəcədə nəzərə alınmışlar.

Onlardan daha geniş yayılmış və eyni zaman bəzi xəbərvericilərin təbiətini daha dolğun izah edən modellər aşağıda verilmişdir::

1. Dilatant-diffuzlu DD model
2. Selli-qeyri-dayanıqlı çatəmələgəlmə modeli
3. Konsolidasiya modeli
4. Qeyri-dayanıqlı sürüşmə modeli
5. Fazalar keçidi modeli.

## 2.1. Dilatant - diffuzlu model.

Bu modelin [14] inkişafı zəlzələ qabağı müşahidə olunan uzununa dalğaların sürətinin ( $V_p$ ) eninə dalğaların sürətinə ( $V_s$ ) nisbətinin körfəzvari dəyişməsinə, gələcək episentral zonada Yer səthinin lokal qalxmasının, süxurların elektrik müqavimətinin ( $\rho$ ) dəyişməsinə v.s. izah etməklə bağlıdır.

Dilatansiya - süxurların *yerdəyişmə* deformasiyası ( $\gamma$ ) zamanı həcmələrinin ( $\delta v$ ) qeyri-elastik proses nəticəsində artmasına deyilir.

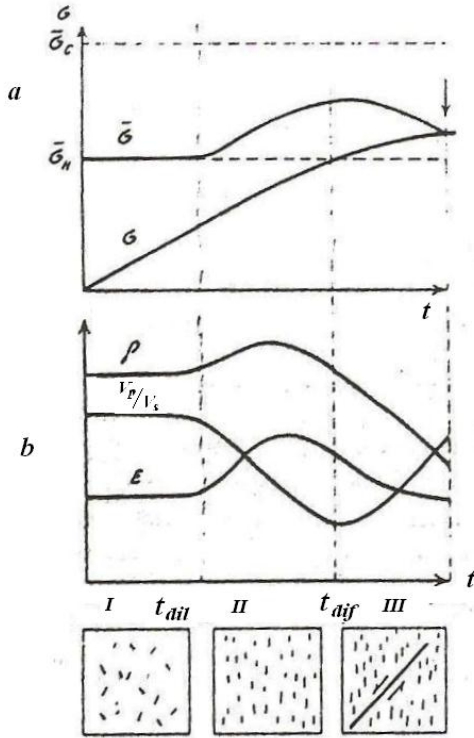
$$\delta v = b\gamma , \quad (19)$$

burada b- dilatansiya əmsəlidir.

DD modelə görə zəlzələnin hazırlanma prosesi 3 mərhələyə bölünür (Şəkl 1-ə bax). 1-ci mərhələ sulu süxurların həcmində tektonik gərginliyin tədricən artması ilə səciyyələnir.

Şəkl.2-dən görüldüyü kimi bu mərhələdə xəbərvericilər özünü büruzə vermir. 2-ci dilatant mərhələsi gərginliyin səviyyəsinin sulu süxurun möhkəmliliyinin təxminən yarı qiymətində başlayır.

O, təsir edən gərginliyə paralel istiqamətdə və gələcək qırılmaya bucaq altında yönələn açıq çatların əmələ gəlməsi ilə səciyyələnir.



Şəkil 2. Zəlzələnin DD modeli çərçivəsində hazırlanma sxemi. a-elektrik müqavimətinin ( $\rho$ ), uzununa və eninə dalğaların nisbətinin ( $V_p/V_s$ ), deformasiya sürətinin ( $E$ ), gərginliyin ( $\delta$ ) və möhkəmliliyin ( $\bar{\sigma}$ ) zamandan ( $t$ ) asılı olaraq dəyişməsi qrafikləri; b-müəyyən süxur həcmində çat əmələgəlmənin mərhələləri.

Belə fərz olunur ki, təbii şəraitdə dilatant çatların uzunluğu 10 və ya 100 dəfə gələcək zəlzələ nəticəsində əmələ gələn əsas qırılmanın uzunluğundan kiçikdir. Belə ki,  $L/l=10^3 \div 10^{10}$  dəyişə bilər. Burada  $L$ - əsas qırılmanın uzunluğudur (iri zəlzələlərdə bir neçə 100 km-ə bərabər ola bilər),  $l$ -zəlzələ qabağı yaranan çatların uzunluğudur. Bu mərhələdə yaranan çatlar süxur sulu olduğundan tədricən su ilə dolmağa başlayırlar.

Qeyd etmək lazımdır ki, DD modelin əsas şərtlərindən biri dilatant zonasının əmələgəlmə sürətinin o zonanın ətraf mühitdəki su ilə dolma sürətindən yüksək olmasıdır.

Bu mərhələdə, şəkl.2 göründüyü kimi, geofiziki xəbərvəticilər özünü bürüzə verməyə başlayır.

Elektrik müqavimətinin  $\rho$  artması, sonra isə azalması (körfəzvari dəyişməsi) müşahidə olunur. Birincisi dilatant çat əmələgəlmə effekti ilə izah olunursa,  $\rho$ -nün kəskin azalması qismən nəmləşmə (flyuidin diffuziyası) ilə izah oluna bilər.

Qeyd olunan faktorlar deformasiya sürətinin də dəyişməsinin xarakterini izah edir.  $V_p/V_s$ -in bu mərhələdə birmənalı azalması bu parametrin çat əmələgəlmə prosesinə çox həssas olması ilə izah olunur.

3-cü mərhələ dilatant çatlarının su ilə dolması (diffuziya effekti) nəticəsində möhkəmliliyin tədricən azalması



və nəticədə dilatantsiyaya uğramış süxur həcmnin dağılması ilə səciyyələnir (mərhələnin sonu).

Bu zaman geofiziki xəbərvericilər şəkl.1 kimi özlərini aparırlar.

*DD modelin müsbət cəhətləri:*

1. Modelin əsasında tamamilə real fiziki effektlər durur-dilatantsiya və diffuziya.

2. Bu iki effektin kombinasiyası nəticəsində bəzən zəlzələ qabağı müşahidə olunan hadisələri izah etmək mümkündür.

Onlardan  $V_p/V_s$  kəskin sürətdə körfəzvari dəyişməsinə,  $\rho$  və quyularda su səviyyəsinin azalmasını, episentral zonada yer səthinin anomal qalxmasını və  $s$  göstərmək olar.

3. Bu model çərçivəsində uzunmüddətli xəbərvericilərin özünü bürüzəvermə müddəti ilə zəlzələnin gücü arasında eksperimental təsdiq olunmuş asılılıq yaranır.

*Modelin çatışmayan cəhətləri:*

1. Xətti ölçüləri 10 km-lərə bərabər olan Yer qabığının böyük bir həcmində eyni zamanda dilatant genişlənmənin yaranması üçün şərtlərin ödənilməsi gərginlik sahəsinin bircinsli olmadığından qeyri-realdır.

2. Uzunluğu 1 m-ə qədər olan dilatant çatların bilavasitə uzunluğu bir neçə km-lərə qədər olan yerdəyişmə tipli makroqırılmaya keçmə mexanizmi aydın deyil.

3. Bu model çərçivəsində qısamüddətli xəbərvericilər aydın izah olunmur. Forşok aktivliyinin və zəlzələ öncəsi qırılma boyu müşahidə olunan kripi misal göstərmək olar.

4. Xəbərvericilərin bürüzəvermə müddəti ilə zəlzələnin maqnitudu arasında olan xətti asılılığı izah etmək üçün tektonik və litoloji baxımdan müxtəlif seysmoaktiv zonalar üçün tektonik gərginliyin artma sürəti ilə suyun çatlara diffuziya etmə sürəti arasında müvafiqliyin sabitliyi qəbul olunur.

## **2.2 Selli-qeyri-dayanıqlı çatəmələgəlmə modeli.**

Bu model REA Yer fizikası institutunun mütəxəssisləri tərəfindən təklif olunub [15]. Modelin əsasını iki hadisə təşkil edir:

- 1) Çatların gərginlik sahələrinin qarşılıqlı təsiri;
- 2) Çatəmələgəlmə prosesinin lokallaşması.

Belə hesab olunur ki, bu iki hadisə hər hansı bir materialın və süxurun dağılmasından öncə mütləq baş verir. Hər halda qiyməti tədricən dəyişən yükün (qüvvənin) uzunmüddətli təsiri halında.

Uzunmüddətli möhkəmlik nəzəriyyəsinə görə çatların sayı və ölçüləri daimi təsir edən gərginlik nəticəsində tədricən artır. Bundan sonra çatların sayı kritik sıxlığa çatdıqda material makroqırılma (zəlzələ) mərhələsinə keçir.

Çatların kritik sıxlığı vəziyyətindən makrodağılma vəziyyətinə keçməsinin dinamikası hələ yaxşı tədqiq olunmayıb.

Baxdığımız model çərçivəsində bu proses çatların gərginlik sahələrinin qarşılıqlı təsiri nəticəsində bir-biri ilə birləşməsi vasitəsi ilə baş verir.

Belə ki, iki müxtəlif ölçülü çatların qarşılıqlı təsiri nəticəsində əgər kiçik çat böyük çatın müstəvisindən kənarında yerləşirsə, öz inkişafını dayandıra bilər, əgər onun davamında yerləşirsə öz inkişafını sürətləndirib onunla birləşə bilər. Bu proses gərginliyin tədricən artması fonunda bəzi çatların inkişafının dayandırılmasına, bəzilərinin uzanmasına və iriləşməsinə gətirib çıxarır.

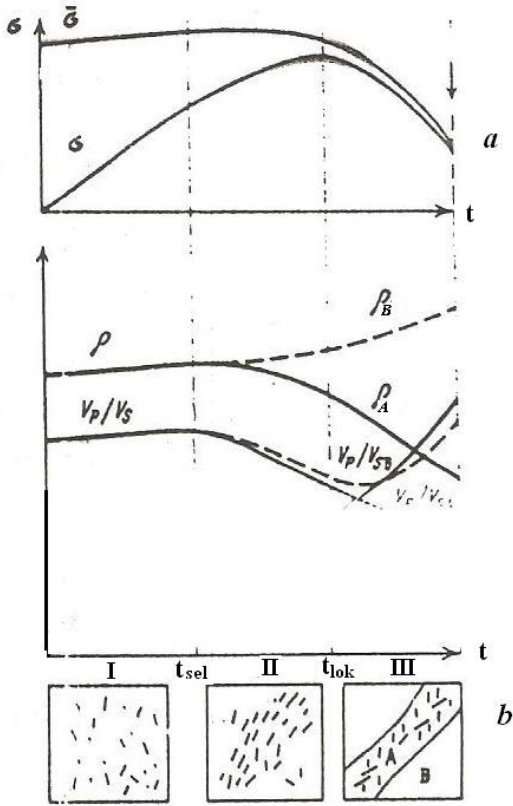
Yuxarıda qeyd etdiyimiz proses selli-qeyri-sabit çatəmələgəlmə modelində öz əksini tapmışdır.

Belə ki, selli çatəmələgəlmə prosesi tədricən nisbətən az saylı, lakin iri çatların formalaşmasına gətirib çıxarır ki, onların da bir-biri ilə birləşməsi makroparçalanmaya (zəlzələyə) səbəb olur.

Qriffitsin nəzəriyyəsinə görə belə qənatə gəlmək olar ki, ayrı bir çatın dinamik inkişafına səbəb olan kritik qüvvənin (yükün) qiyməti  $F$ , çatın uzunluğunun ( $l$ ) kvadrat kökünə tərs mütənasibdir, yəni

$$F = \left( \frac{4G\gamma}{Cl} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (20)$$

burada  $G$ -yerdəyişmə moduludur,  $\gamma$  -effektiv xüsusi səthi enerjidir,  $C$ -gərginlik vəziyyətinin növündən və çatın formasından asılı olan əmsaldır. Bu düsturdan görünür ki, çatların birləşməsi prosesində birinci növbədə daha uzun çatlar iştirak etməlidir (o biri parametrlər dəyişməz olduğu halda).



Şəkil 3. Selli qeyri-dayanıqlı çatəmələgəlmə modelinin sxemi [15]:

a- zamandan asılı  $\sigma$ ,  $\bar{\sigma}$ ,  $\rho$ ,  $\frac{V_p}{V_s}$ ,  $\varepsilon$  dəyişməsi;

b- çatəmələgəlmənin ardıcıl mərhələləri.

Baxılan modelin əsas xüsusiyyəti çatlar ierarxiyasının mövcudluğudur. Bu o deməkdir ki, əgər  $M=7$  zəlzələ hazırlanırsa ocaqda əmələ gələn qırılmanın uzunluğu 20-40 km ola bilərsə (III mərhələnin sonu), II mərhələdə uzunluğu km-rə bərabər olan və  $M=4-5$  müvafiq olan çatlar qarşılıqlı əlaqədədir, I mərhələdə isə çatlar, uzunluğu 10 m-lərə bərabər olan qırılmaların birləşməsindən yaranır, bu da  $M=1-2$  zəlzələyə müvafiqdir.

Baxdığımız model çərçivəsində zəlzələnin hazırlanma mərhələlərinin ardıcılığı sxematik Şək.3-də verilib.

Vaxt baxımından o birilərdən qat-qat uzun sürən I mərhələ baxdığımız həcmdə tədricən artan tektonik gərginliyin təsiri nəticəsində sürüşmə tipli çatların yaranması və sayının toplanması ilə səciyyələnir.

Bu mərhələdə süxurların fiziki xassələri az dəyişdiyindən xəbərvericilər müşahidə olunmur. Çatların sayı (sıxlığı) kritik həddə çatanda mühit çatəməgəlmə prosesinin ikinci, yəni çatların bir-birinə qarşılıqlı təsiri mərhələsinə keçir. II mərhələdə çatların birləşməsi nəticəsində çatlaşmanın kəskin sürətdə artması müşahidə olunur.

Burada çatların sahillərinin qarşılıqlı sürüşməsi nəticəsində ümumi deformasiyanın sürətinin artması müşahidə olunur (Şək.3).

III mərhələni fərqləndirən cəhət gələcək makroqırılma zonasında qeyri-sabit deformasiyanın lokallaşmasıdır.

Nəticədə material iki müxtəlif xassəli (A və B) hissələrə bölünür. A- zonasında lokallaşan qeyri-dayanıqlı çatlaşmanın sürətlənməsi müşahidə olunursa, B- zonasında çatlar öz, aktivliyini itirir və nəticədə süxurların fiziki xassələri az dəyişir.

Qeyd etmək lazımdır ki, A və B zonaları arasında sərhəd şərtidir və III mərhələ müddətində öz ölçülərini dəyişdirə bilər. Makrodağılma öncəsi süxurların fiziki xassələrinin dəyişməsi A və B zonalarında gedən proseslərin inteqral effektinin nəticəsi kimi qəbul olunur. Gərginlik  $\sigma$  ilə bərabər süxurların möhkəmliyi  $\bar{\sigma}$ -ın da azalması müşahidə olunur.

Bu mərhələdə uzununa və eninə dalğaların sürətinin körfəzvari ( A və B zonalalarının inteqral təsiri nəticəsində) dəyişməsi müşahidə oluna bilər.

A- zonasında sulu süxurlarda  $\rho$ -nun da azalması müşahidə oluna bilər. Makroqırılma qabağı çatların arakəsmələrinin qırılması ilə əlaqədar birləşməsi əlavə qısamüddətli xəbərvericilərin yaranmasına səbəb ola bilər.

*Selli-qeyri-dayanıqlı çatəmələgəlmə modelinin üstün cəhətləri:*

1. Model fizikanın uzunmüddətli möhkəmlik nəzəriyyəsinin əsas qanunlarına əsaslanır.
2. Model hadisənin miqyasından asılı olmayaraq müxtəlif enerjili zəlzələ ocağında baş verəcək dağılmanın hazırlanmasının izahı ilə bərabər şaxtalarda gedən dinamik proseslərin və yükün uzunmüddətli təsiri nəticəsində iri mühəndis qurğularda baş verən proseslərin izahında istifadə oluna bilər.
3. Bu model vasitəsi ilə tektonik aktiv zonalarda müşahidə olunan müxtəlif miqyaslı qırılma sistemlərinin yaranmasını və müvafiq seysmik rejimin variasiyalarını izah etmək olar.

*Modelin çatışmayan cəhətləri:*

1. Riyazi aparat yalnız birinci mərhələni, yəni həcmi çatəmələgəlməni qiymətləndirməyə imkan verir. II mərhələnin, yəni çatəmələgəlmənin lokallaşması prosesinin kinetikasının hər hansı bir kəmiyyətli izahı mövcud deyil.
2. Ayrı-ayrı hallarda müşahidə olunan  $\rho$ -nun və  $V_p/V_s$  10%-dən artıq dəyişməsini süxurların nəmliyinin dəyişməsini nəzərə almadan, yalnız yerdəyişmə tipli qırılmaların evolyusiyası ilə izah etmək mümkün deyil.



### 2.3 Konsolidasiya modeli.

Bu model Dobrovolski tərəfindən [16,17] təklif olunub və qısa məzmunu aşağıdakından ibarətdir: zəlzələnin tsikli periodik təkrar olunan, ardıcıl 3 fazaya ayrılır. Requlyar vəziyyət fazası konsolidasiya fazası ilə əvəz olunur (şək.4). Bu fazada iki və ya bir neçə bloklar tədricən nisbətən möhkəm ilişmə vəziyyətinə düşüb fiziki xassəsi əvvəlkindən fərqlənən konsolidasiya sahəsini yaradırlar. Dağılma fazasında konsolidasiya sahəsi plastik yerdəyişmə, forşok, magistral qırılma və afterşoklar ilə səciyyələnir və dağılır. Mühit yenidən requlyar faza vəziyyətinə qaydır.

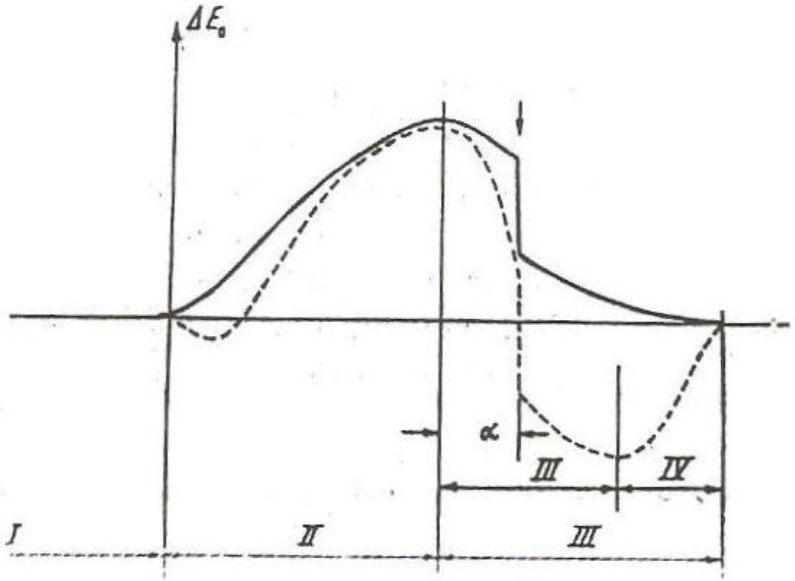
Dağılma fazasında iki-  $\alpha$  və  $\beta$  hissəyə ayrılır.  $\alpha$ -mərhləsi plastik hərəkətlərlə, forşoklarla və qısamüddətli xəbərvericilərlə səciyyələnir.

$\beta$ - mərhləsi afterşoklarla xarakterizə olunur və əsas təkandan parçalanma fazasının sonuna qədər keçən vaxtı əhatə edir.

*Requlyar vəziyyət fazası.* Əsas cəhəti - arasıkəsilməyən qlobal və regional miqyaslı deformasiyaya uğramaqdır. Bloklararası sərhəd boyu hərəkət ilə səciyyələnir. Bunlar fon seysmikliyinə və müxtəlif geofiziki sahələrin asinxron variasiyalarına səbəb olur.

Bu fazada mühitin deformasiyasına tektonik enerjinin tutarlı hissəsi sərf olunur.

*Konsolidasiya fazası.* Bu faza iki və ya bir neçə blokun bir-birinə ilişib öz hərəkətini dayandırmaqla səciyyələnir. Əgər bu ilişmə möhkəm olsa, o qonşu blokları da bu ilişməyə cəlb edib konsolidasiya sahəsini təşkil edən bloklar konstruksiyasını yaradır.



Şək.4 Zəlzələnin hazırlığının konsolidasiya modelinin sxemi. I-IV –fazalar; I requlyar vəziyyət, II – qeyribircinsliliyin inkişafı (uzun və orta müddətli xəbərvericilər), III- dağılma, IV requlyar vəziyyətin bərpası [16].

Konsolidə olmuş sahənin daxilində nisbi hərəkətlər zəifləyir və nəticədə seysmik aktivlik azalır. Bu sahənin tədricən həcmnin vaxt keçdikcə böyüməsi və burada elastik potensial enerjinin artması müşahidə olunur.

*Dağılma fazası.* Ümumi geotektonik şəraitdən asılı olaraq konsolidə edilmiş sahənin böyüməsi hər hansı mərhələdə dayanır. Bu, həcmnin dağılması, magistral yarılmanın əmələ gəlməsi və nəticədə zəlzələnin baş verməsi ilə səciyyələnir. Konsolidə edilmiş sahənin dağılması plastik yerdəyişmələr, forşoklar, magistral qırılmanın əmələ gəlməsi və afterşoklar vasitəsi ilə özünü büruzə verir.

Bu faza  $\alpha$  və  $\beta$  mərhələlərinə ayrılır.  $\alpha$  - mərhələsində mühit çox böyük elastik potensial enerjisini toplayır. Deformasiyanın yüksək sürəti bu mərhələdə bütün proseslərin intensivləşməsinə gətirib çıxarır. Bundan əlavə  $\alpha$  mərhələsi artıq başlamış dağılma və onu müşahidə edən zəlzələnin qısamüddətli xəbərvericiləri ilə səciyyələnir.

$\beta$  - mərhələsini əsas təkandan dağılma fazasının sonuna qədər keçən vaxt təşkil edir. Bu mərhələdə dağılma prosesi sona yetir, mühitin ümumi potensial enerjisi tədricən azalır. Bu da afterşokların intensivliyinin tədricən azalması ilə səciyyələnir.

Dağılma fazası sona yetəndən sonra mühit yenidən requlyar vəziyyət fazasına qayıdır və bununla zəlzələnin tsikli bitmiş sayılır.

*Konsolidasiya modelinin üstün cəhətləri :*

1. Konsolidasiya modelinin əsasını təşkil edən blokların qarşılıqlı hərəkəti zamanı bir-birinə ilişməsi mexanizmi tam realdır.

2. Model deformasiya sahəsinin və onunla əlaqədə olan zəlzələnin xəbərvericilərinin kəmiyyətli qiymətləndirilməsinə imkan verir.

*Modelin çatışmayan cəhətləri :*

1. İki və ya bir neçə blokun bir-biri ilə ilişməsinin sərtliyinin getdikcə artması birbaşa eksperimentlərlə təsdiq edilməyib.

2. Zəlzələnin xəbərvericilərinin inkişaf etmə vaxtını və onların amplitudunun hesablanması üçün əsas olan konsolidə edilmiş həcmə böyüməsi isbat olunmur, yalnız postula edilir.

## **2. 4. Qeyri - dayanıqlı sürüşmə modeli.**

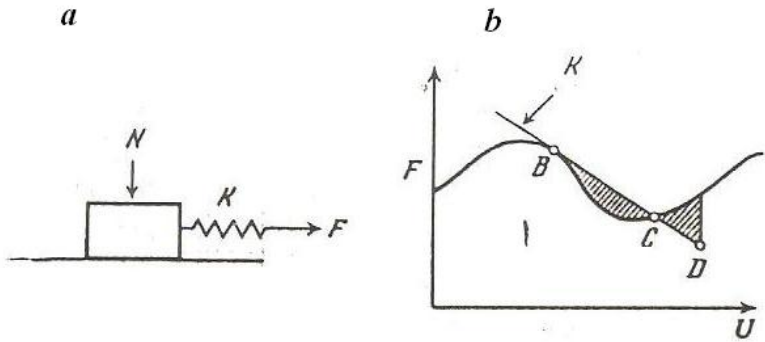
Əgər yarılanın sahilləri sürtünmə nəticəsində bir-biri ilə birləşsə və nəticədə gərginlik kritik səviyyəsinə çatsa, prinsip etibarlı ilə zəlzələ yarılanın hamar hissəsində də baş verə bilər.

Bu effekt Breys başda olmaqla bir qrup alim tərəfindən [18] 60-cı illərdə irəli sürülüb və sonralar 90-cı illərdə Şols tərəfindən təkmilləşdirilib [19].

Müəlliflər modelin əsasında laboratoriya modelləşdirmə təcrübəsindən məlum olan “stick-slip” hadisəsini qoyublar. Onun mahiyyəti 2 blokun kontaktı boyu sürüşmə nəticəsində gərginliyin qismən azad olmasıdır.

Qeyri-sabit sürüşmənin klassik sxemi şəkil 5-də verilibdir.

Kontakt səthinə  $N$  gücü ilə sıxılmış yük ona  $K$  sərtlili yay vasitəsi ilə tətbiq edilmiş  $F$  gücünün təsiri nəticəsində həmin səth boyu hərəkət etməsi qeyd edilən effektin analoqu kimi qəbul oluna bilər.



Şəkil 5. Qeyri-dayanıqlı sürüşmə modelinin sxemi:

a –  $K$  sərtlikli blokun  $F$  gücünün təsiri altında hərəkəti

b-  $F$  gücü təsiri altında blokun yerdəyişmə  $U$  diaqramı (qeyri-dayanıqlı hissə ştrixlənmişdir) [19].

Real geoloji şəraitdə N gücü litostatik təzyiqdən asılıdır, F-gücü qonşu blokların hərəkəti nəticəsində əmələ gəlir, K-sərtliliyi isə süxurların elastik xassələrindən asılıdır. Şək.5b-də verilmiş əyri kontakt zonasının materialının reoloji əyrisini əks etdirir. K-xəttinin sapması yükləyən sistemin sərtliyini əks etdirir. Bu halda qeyri-dayanıqlı sürüşmə  $\left(\frac{\partial F}{\partial U}\right) > K$  şərti ödənildikdə baş verəcək. Bu zaman yükləyən sistemin sərtliyi materialın sərtliyindən kiçik olur (B nöqtəsi). C-nöqtəsindən aşağıda yükün boşalması zamanı sistem öz dayanıqlığını bərpa edir və hərəkət tədriçən sönür (xəttin C-D hissəsi).

Mühitin t müddətli stasionar vəziyyəti halında sürtünmə əmsalının ( $\mu$ ) dəyişmə qanunu aşağıda verilmişdir:

$$\mu = \mu_0 + A \lg\left(\frac{t}{D_s}\right), \quad (21)$$

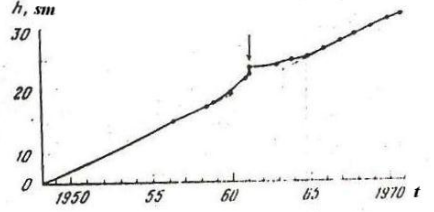
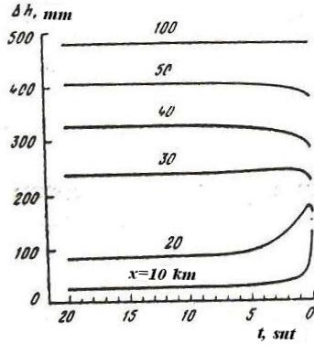
burada  $D_s$ -kritik yerdəyişmədir.

Oxşar düstur kontaktın sahillərinin sabit sürətlə hərəkəti şəraitinə uyğun eksperimentlərdən də alınır:

$$\mu = \mu_0 + A \lg\left(\frac{D_s}{t}\right). \quad (22)$$

Qeyd etmək lazımdır ki (21) və (22) düsturlar yalnız müəyyən zaman və sürət həddlərində doğrudur.





Şəkil 6. Zəlzələnin qeyri-dayanıqlı sürüşmə modelinə uyğun yarılmadan 10-100 km məsafədə Yer səthinin qalxması [20].

Şəkil 7. San-Andreas yarılmasında zəlzələ qabağı qeyd olunan kripin təcili [19].

Bu model real şəraitdə öz təsdiqini indiyədək tapmayıb. Yalnız bir hadisəni qeyd etmək olar.

San-Andreas yarılmasında zəlzələdən 20 il öncədən yarıma boyu yerdəyişmənin sürətinin artması müşahidə olunurdu və bilavasitə zəlzələ qabağı onun kəskin (anomal) sürətdə artması qeyd olundu (şək.7). Zəlzələdən sonra isə yarıma boyu sürüşmə tədricən azaldı və fon qiymətinə düşdü, yəni 11 mm/il

*Modelin üstün cəhətləri:*

1. Laboratoriya şəraitində müəyyən edilib ki, iki blokun kontaktı boyu zəlzələyə uyğun gələn qeyri-sabit yerdəyişmədən öncə həmişə xəbərverici kimi istifadə oluna bilən sürüşmə müşahidə olunur.

2. Bu model keyfiyyət və qismən kəmiyyət baxımından sürtünmə nəzəriyyəsi ilə əsaslandırılıb.

3. Real geoloji şəraitdə seysmoaktiv zonalarda kiçik deformasiyaların ölçülməsinin dəqiqliyini artırmaq olsaydı bu modelə əsaslanaraq zəlzələnin etibarlı qısamüddətli xəbərvericisini əldə etmiş olardıq.

### *Modelin çatışmayan cəhətləri:*

1. Real qırılma düzxətli kontakt boyu sürtünmə sxeminə adekvat deyil.
2. Model Yer qatlarında olan çatlararası arakəsmələrin (baryerlərin) qırılmasını və onların təsirini nəzərə almır.
3. Model ocaqdan uzaqda müşahidə olunan xəbərvericiləri izah etmir.

### **2.5 Faza çevrilməsi modeli.**

Ən çox dağıntını və tələfatı hiposentri litosferin üst qatında yerləşən zəlzələlər yaradır. Lakin, bəzən dərin fokuslu zəlzələlər də ciddi təhlükə törədə bilər. Məsələn olaraq, 1940, 1977, 1986-cı illərdə ocağın dərinliyi 100 km-ə yaxın olan Rumıniyada baş vermiş və böyük dağıntıya səbəb olmuş zəlzələləri göstərmək olar. Bu zəlzələ hətta Moskva şəhərində hiss olunmuşdur. Bu sırada ocağı 120 km dərinlikdə yerləşən Avaçinsk körfəzində 1971-ci ildə baş vermiş seysmik hadisəni göstərmək olar. Həmin zəlzələ Petropavlovsk-Kamçatsk şəhərində 7 ballı titrəyişlə hiss olunmuşdur.

Qeyd etmək lazımdır ki, 100 km dərinlikdə litostatik təzyiq 3 QPa və temperatur 1000°C-yə yaxın olan bir şəraitdə kövrək dağılmanın başvermə ehtimalı çox azdır [21].

Ona görə yuxarıda baxdığımız mexanizmləri dərin fokuslu zəlzələlərə tətbiq etmək olmur.

Bunları izah edən bir neçə modellər var. Onlardan faza çevrilişləri modeli real geoloji şəraitə daha uyğundur.

Bu model V.Kalinin başda olmaqla bir qrup alim tərəfindən irəli sürülmüşdür [22].

Müəllif tərəfindən də alınmış çoxsaylı eksperimental materiallar bu modelin reallığını təstiqləyir [23-25, 81, 82].

Bu modelin inkişafına təkan verən əsas amillərdən seysmikliyin maksimumlarının mantiya maddəsində (minerallarda) baş verə bilən faza çevrilişlərinin dərinlikləri ilə korrelyasiya olmasıdır. Belə ki, dərin fokuslu seysmikliyin maksimumları 350-400 və 500-600 km dərinliyə bağlı olduqda mantiya maddəsində müşahidə olunan əsas faza çevrilişlərinin sərhədləri də, yəni olivin-  $\beta$  faza və  $\beta$ -faza şpinel keçidləri, müvafiq olaraq həmin dərinliklərə təsadüf edir.

Piroksenin qranata keçidi də böyük maraq kəsb edir. Bu keçid 200-500 km dərinlikdə müşahidə oluna bilər. Piroksen-

qranat polimorf keçidin sərhəddi tərkibdə  $\text{Al}_2\text{O}_3$  miqdarı çoxaldıqca 550 km dərinliyə yaxınlaşır.

Yuxarıda baxdığımız çevrilmələr kontinental tipli qabığa aiddir.

Okeanik qabığa isə fərqli ardıcılıq xasdır. Belə ki, 100 km-ə qədər dərinlik intervalında bazalt və amfibolit komplekslərin eklogitləşməsi baş verir. 100 km-dən az aşağı kvars koesitə və sonra 300 km dərinlikdə stişovitə keçir.

Yuxarıda baxdığımız bərk cisimdə baş verən çevrilmələr plitənin (blokun) sadələşmiş və ideallaşdırılmış tərkibli modelinə uyğundur. Daha mürəkkəb kimyəvi tərkibli plitə (blok) götürüldükdə, məsələn  $\text{MgO-FeO-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  sisteminin analizi yeni faza sərhədlərinin əmələ gəlməsinə gətirib çıxarır.

Burada qeyd etmək lazımdır ki, bərk cisimdə faza çevrilməsi dedikdə hər hansı mineralın temperaturun və təzyiğin dəyişməsi nəticəsində başqa minerala kimyəvi tərkibini və kristallik strukturunu dəyişməklə keçməsi nəzərdə tutulur.

Əgər bu çevrilmə yalnız mineralın kristallik strukturunun dəyişməsi ilə nəticələnirsə, ona polimorf keçid deyilir və o, faza çevrilməsinin xüsusi halı kimi qəbul olunur.

Buna misal olaraq qrafitin (C) almaza (C) keçməsinə göstərmək olar.

Bərk cisimli çevrilmələrin geofiziki effekti əksər hallarda obyektin həcmnin dəyişməsindən və nəticədə gərginlik sahəsinə təsirindən, çevrilmə zamanı möhkəmliyin azalmasından, sonra isə yeni fazanın ilkin fazadan mexaniki xassələrinin fərqindən, mühitdə baş verən endo və ekzotermik effektlərdən, faza sərhəddinin sürətlə hərəkətindən və s. ibarətdir.

Dərinfokuslu zəlzələnin ocağının daha dolğun modeli B. Kalinin başda olmaqla bir qrup alim tərəfindən irəli sürülmüşdür [22].

Fərz olunur ki, kimyəvi tərkib baxımından bircinsli və özündə iki polimorf modifikasiyanı ayıran faza sərhəddi olan bərk makroskopik cisim qeyri-hidrostatik gərginlik sahəsində yerləşir. Əgər cismin temperaturu yüksəkdirsə, faza çevrilməsi kiçik həcmdə və tədricən baş verdiyindən sərhəddin hərəkət sürəti və gərginlik sahəsinin dəyişməsi də tədricən baş verəcək. Faza keçidi zamanı cismin plastikliyinin artması nəticəsində ümumi gərginlik sovrulacaq. Buradan aşkar görünür ki, gərginliyin belə tədricən yenidən paylanması zəlzələyə səbəb ola bilməz.

Lakin baxdığımız cismin temperaturu yüksək olmadıqda onun termodinamik şəraitdə dəyişməsi metastabil fazanın yaranmasına səbəb olur ki, onun da stabil fazaya keçidi sıçrayışvari, yəni tezmüddətli selvari proses şəklində baş verir. Belə sıçrayışvari bərk cisimli keçid xarici termodinamik şəraitin tədricən dəyişməsi şəraitində o zaman baş verər ki, yeni əmələ gələn fazanın konsentrasiyası artdıqca o, faza keçidinin sürətinə avtokatolizə təsirini göstərsin, yəni stimullaşdırılsın.

Nəticədə faza sərhəddinin böyük sürətlə hərəkəti bu prosesdə böyük həcmi iştirakına səbəb olur və bu da öz növbəsində seysmik hadisəyə səbəb ola bilər.

Ekspərimental şəraitdə müəyyən olunub ki, faza sərhədlərinin yerdəyişmə sürəti həcmi tutarlı dəyişməsi ilə səciyyələnən keçidlər üçün 100 sm/s, əks halda isə səs sürətinə bərabər ola bilər.

Burada qeyd etmək lazımdır ki, dərinfokuslu zəlzələlərdə həcmi deformasiya ümumi deformasiyanın 10%-ni təşkil edə bilər.

Yuxarıda baxılan dərin və orta dərinlikli zəlzələnin modeli çərçivəsində vaxtdan asılı olaraq həcmi dəyişməsi və faza sərhədlərinin hərəkəti nəticəsində xəbərvericilərin əmələ gəlməsi istisna olunmur. Lakin bu kinetik proseslərin Yer

dərinliklərində kəmiyyət xarakteristikaları tamamilə məlum deyil. Selvari faza keçidini təsvir edən ən sadə kinetik tənlik aşağıda verilmişdir:

$$c^1 = a + bc, \quad (23)$$

burada-  $c^1$  faza keçidinin sürəti,  $c$ -yeni yaranan fazanın konsentrasiyası,  $a$  və  $b$ - isə müvafiq olaraq termodinamik şəraitdən və baş verən keçid şəraitindən asılı olan müsbət əmsallardır.



### III Fəsil. Zəlzələlərin xəbərvericiləri.

#### 3.1. Geodinamik xəbərvericilər.

Adətən zəlzələ seysmoaktiv mühitdə toplanmış elastik gərginliyin bir qisminin azad olması ilə nəticələnir. Bu, ocaqətrafi mühitdə  $\sim 50-100 \text{ kq/sm}^2$  gərginliyin xaric olmasıdır ki, o da ümumi toplanmış gərginliyin bir neçə %-ni təşkil edir. Əgər nəzərə alsaq ki, elastik gərginliyin bir illik toplanması  $\sim 1 \text{ kq/sm}^2$ -dən artıq deyil, onda görəriy ki, itirilmiş enerjinin bərpasına təxminən 50-100 il vaxt sərf olunacaq, yəni növbəti seysmik hadisəni burada 50-100 ildən sonra gözləmək olar. Digər tərəfdən laboratoriya modelləşmə üsulu ilə süxurların tədqiqi nəticəsində təyin olunub ki, onlar dağılmadan öncə özündə maksimum  $10^3 \text{ erq/sm}^3$  elastik enerji toplaya bilərlər [26,27]. Buna görə zəlzələ zamanı azad olmuş elastik enerjinin miqdarı ilə elastik enerjini sərf etmiş süxurların həcmi arasında düz mütənasib asılılıq müəyyən edilmişdir. Buradan belə qənatə gəlmək olar ki, zəlzələ zamanı nə qədər çox enerji sərf olunursa, o enerjinin bərpasına da çox vaxt tələb olunar.

Beləliklə, biz seysmik tsikl anlayışına gəlib çıxdıq.

Ümumiləşdirilmiş halda [28] seysmik tsiklin (T) zəlzələnin enerjisi (E)-dən (Coul ilə) asılılığı aşağıdakı düsturla müəyyən edilir:

$$\lg T = \frac{\lg E}{3} - 3,5 \quad (24)$$

C. Fedotovun tədqiqatlarına əsasən [29] seysmik tsikli 4 əsas mərhələyə ayırmaq olar.

1-ci -bir neçə dəqiqə davam edən zəlzələni nəzərdə tutur.

2-ci -tədricən həm sayına və həm də enerjisinə görə azalan aftershoklarla səciyyələnir. İri zəlzələlər üçün onun müddəti bir neçə il ola bilər və o seysmik tsiklin təxminən ~ 10%-ni təşkil edir.

3-cü -ümumi tsiklin ~ 80%-ni əhatə edən seysmik sakitlik dövrü ilə səciyyələnir. Bu zaman sərf olunan enerjinin tədricən bərpası baş verir. Toplanan gərginlik kritik səviyyəyə çatdıqda mühitdə seysmiklik eksponensial sürətdə yeni zəlzələ baş verənədək artır.

4-cü -seysmik aktivləşmə stadiyasıdır və 2 -ci mərhələ kimi seysmik tsiklin ~ 10%-ni təşkil edir. Xəbərvericilərin əksəriyyəti bu mərhələdə yaranırlar. Aşağıda daha obyektiv və etibarlı təyin olunmuş xəbərvericilər ilə tanış olacayıq.

### **3.1. Geodinamik xəbərvericilər.**

Geodinamik xəbərvericilər bəzi hallarda ədəbiyyatda seysmik və ya seysmoloji xəbərverici kimi də adlanırlar.

### 3.1.1. Seysmik dəliklər

Seysmik dəliklər konsepsiyasının müasir forması C.Fedotov tərəfindən irəli sürülmüşdür [30]. Yapon alimi K. Mogi-yə görə seysmik dəlik deyəndə seysmoaktiv yarılma sahəsində iki baş vermiş zəlzələ ocağı arasında uzun müddət güclü zəlzələlərin baş verməməsi nəzərdə tutulur.

«Uzun müddət» deyəndə 10 və 100 illər nəzərdə tutulur. C. Fedotov Kuril-Kamçatsk qövsündə maqnitudası 7,75-dən artıq olan zəlzələlərin afterşoklarını qeyd etməklə onların dislokasiyalarını qiymətləndirərək iki qonşu zəlzələnin afterşok sahələrinin bir-birinin üstünə düşməsini qeyd etmişdir.

Belə ki, gələcək güclü zəlzələ baş vermiş zəlzələnin ocaqları arasına düşmə tendensiyası müşahidə olunmuşdur.

Yuxarıda deyilənlərə əsaslanaraq alim gələcək zəlzələlərin baş verəcək yerini proqnozlaşdırma üsulunu yaratmışdır və seysmik tsikl mərhələlərinin seysmofokal zonada enerjinin toplanma sürətini nəzərə alaraq qeyd olunmuş seysmik dəliklərdə zəlzələlərin baş vermə ehtimalının vaxt intervalını qiymətləndirmişdir.

Müəllif belə fərz edib ki, iki baş vermiş zəlzələnin ocaqlarının yarılmaları arasında yüksək gərginlik qaldığından orada növbəti zəlzələnin baş vermə ehtimalı daha yüksəkdir.

Seysmoloqlar seysmik d elik x b rvericisini seysmoaktiv yarıma boyu daha təhlükəli sahələri ayırmaq  c n geniŐ istifadə edirlər.

Bu  s l n t dbiqinin mürəkkəbliyi birinci növbədə: 1) Zəlzələlərin qeydə alınma tarixinin qısa olmasını nəzərə alaraq, uzaq ke miŐd  baŐ vermiŐ zəlzələlərin yerinin dəqiq təyin olunmamasıdır; 2) Praktikada seysmoaktiv zonalarda çox saylı seysmik d elik müəyyən edilməsinə baxmayaraq, tektonik rejimin d yiŐm si nəticəsində yalnız bir qismində zəlzələnin baŐ verməsidir, yəni bu üsul ilə verilmiŐ proqnozun özünü qismən d ğrultmasıdır.

### **3.1.2. Seysmik sükut**

Seysmoaktiv zonalarda bir çox illər davam edən seysmik dəliklərdən fərqli olaraq seysmik sükut, tsiklin III mərhələsində bəzən seysmikliyin tədricən aktivl Őm si fonunda nisbətən qısamüddətli seysmik sükut m Őahid  oluna bilər. Mogi [31] göstərir ki, Yaponiyada maqnitudası  $M=6$  olan bəzi zəlzələlərdən öncə onların ətrafında maqnitudası əsas zəlzələdən 2-3 rəqəm kiçik olan zəlzələnin sayının orta hesabı azalır. Bu metodikanın M.Viss və R.Xaberman [32] t r f nd n geniŐ təhlili seysmik sükutun müəyyən olunmasının əsas Őrtl rini tapmağı imkan verdi. Onlar aŐağıdakılardır:

1. Seysmik kataloqunun bircinsliliyinin qiymətləndirilməsi
2. Aftershokların və zəlzələ qruplarının xaric olunması
3. Müəyyən edilmiş anomaliyanın kəmiyyətli qiymətləndirilməsi
4. Anomaliyanın başlanğıcının kəmiyyətli qiymətləndirilməsi
5. Anomal sahənin ölçülərinin təyin olunması

Dərc olunmuş çoxsaylı ədəbiyyatda seysmik sükut prosesi ən minimal qeydə alınmış maqnitud dəyişməsinə, seysmik müşahidə sisteminin dəyişməsinin təsiri kimi izah olunur. Bu metoda 31 may 1986-cı ildə Kaliforniyada Stoun-Kanonda özünü doğrudan zəlzələ proqnozu misalında baxaq. Analiz üçün Mərkəzi Kaliforniya kataloqundan istifadə olunmuşdur.

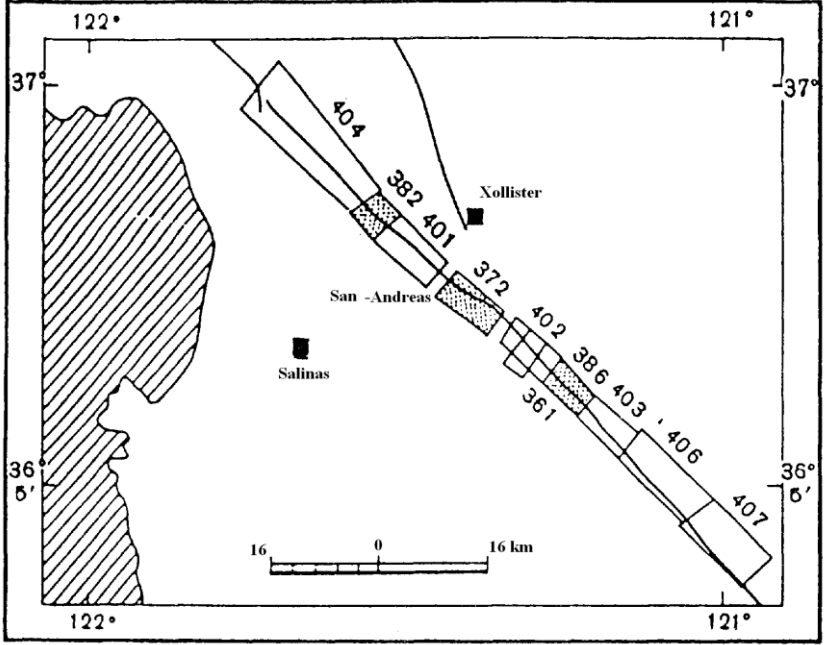
Texnogen amilləri nəzərə alan düzəlişlər verilərək böyük əminliklə  $M > 1,7$  və  $M > 2,0$  üçün analiz keçirilib. Sonradan kataloqdan metod tələb etdiyi kimi, kütləvi seysmik hadisələr çıxarılmışdır. Zolağın eni şəkil 8-də təsvir edildiyi kimi San-Andreas qırılması boyunca mərkəzdən  $\pm 5$  km-ə bərabər götürülmüşdür.

Bu şəkildə üç rayon ştrixlənmişdir: 382, 372, 386. Orada selin azalması hadisəsi qeydə alınmışdır və vahid zamanda baş verən zəlzələlərin sayı verilmişdir. Şəkil 9(a)-da 386-cı sahə üçün 10 illik dövr çərçivəsində  $M > 1,7$  və  $M > 2,0$  olan zəlzələlərin sayının kumulyativ qrafiki verilmişdir. Burada 1984-cü ildə

seysmik sükut qeyd edilmişdir, 31 may 1986-cı ildə isə  $M = 4,6$  olan zəlzələ baş vermişdir. 1982-ci ildən öncə baş vermiş (həmçinin 1984-cü ildən başlayaraq)  $M=4,9$  olan zəlzələdən öncə zəlzələ selinin sürətinin azalması aydın görünür. Müqaisə üçün şəkil 9 (b)-də şəkil 8-də göstərilmiş San-Andreas rayonundan cənubda yerləşən iki bərabər ölçülü sahənin müvafiq qrafikləri göstərilmişdir.

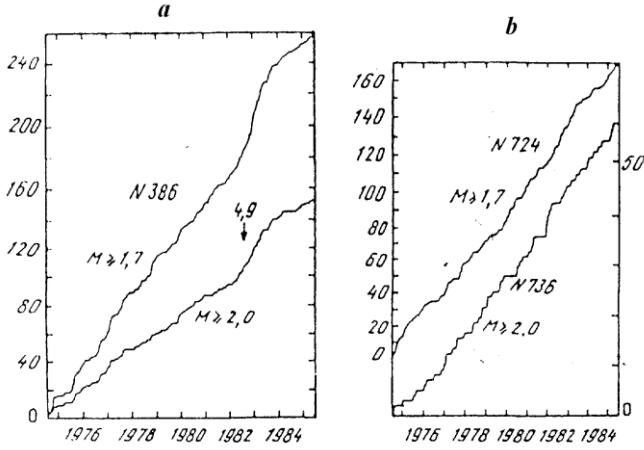
Verilmiş xəbərverici növünün axtarışı adətən, məsafə-zaman diaqramı vasitəsi ilə həyata keçirilir (şəkil 10). Öncə koordinat başlanğıcı zəlzələ gözlənilən yerdə regional seysmoaktiv qırılma üzərindəki nöqtədə yerləşdirilir və məsafənin hesablanması qırılmaya görə aparılır. Koordinat başlanğıcının seçilməsi prinsiplial məna daşımır. Şəkil 10-da Cənubi Fərqanə qırılmasının episentral zonası üçün seysmik rejimin məkan-zaman qrafiki verilib. Qırılma boyunca zonanın eni 50 km-ə bərabər, uzunluğu isə 450 km-ə yaxın qəbul olunmuşdur. 1961-ci ildə  $K>11$  olan zəlzələnin miqrasiyası nəticəsində 260-290 km sahədə seysmik sükut oblastı əmələ gəlib. 1969-cu il üçün formalaşmış sükut oblastının ölçüsü üç dəfə artaraq sonradan zəif ( $K = 10$ ) və güclü zəlzələ üçün hazırlanma dövrü keçərək proses mürəkkəbləşir. Zəif zəlzələlər 1977-ci ilin yanvarın 31-də baş verəcək  $M = 6,3$  olan İsfara-Batken zəlzələsinin episentrinə tərəf (oxla göstəriləndiyi kimi) yönəlmişlər.  $K \geq 11$

olan təkanların paylanması körfəzvari formada sükut zonası əmələ gətirir. İsfara-Batken zəlzələsindən bir il öncə müşaidə olunan sükut zonasının xətti ölçüləri 165 km-ə çatmışdır.

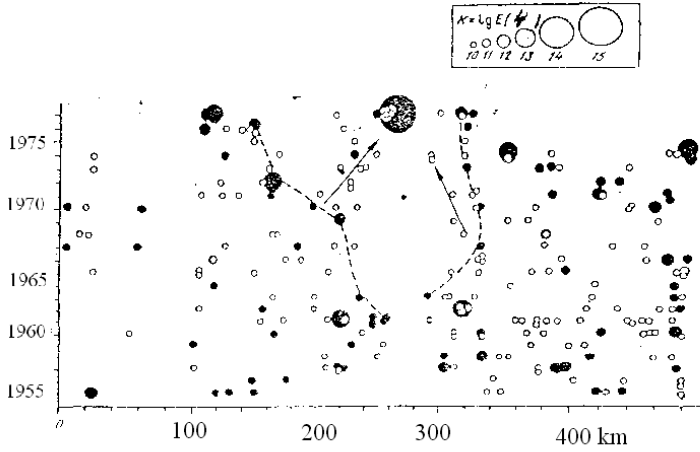


Şekil 8. Kaliforniyada San-Andreasda  $M=5$  olan zəlzələ zamanı baş vermiş qırılma sahələri 382, 372 və 386 ştrixlərlə göstərilmişdir [76].





Şəkil 9. Seysmik selin sürətinin kumulyativ qrafiklərinin San-Andreas qırılmasının iki sahəsinə əsasən müqayisəsi verilmişdir. Ordinat oxu boyunca  $M \geq 1.7$  və  $M \geq 2.0$  olan zəlzələlərin sayı göstərilmişdir. Ox işarəsi 1982-ci ildə baş verən zəlzələnin anını, həmçinin də seysmik sükutdan sonra baş vermiş zəlzələləri göstərir [76].



Şəkil 10. 1977-ci il yanvarın 31-də  $M=6.3$  olan İsfara-Batken zəlzələsindən öncə baş verən seysmik sükutun inkişaf oblastının sxemi. Proqnostik məնaya malik,  $K \geq 11$  olan energetik sinfli zəlzələ tünd rənglə göstərilmişdir [33].

### 3.1.3. Halqavari aktivlik

Seysmik dəlik mövcud olduqda onun kənarlarında adətən seysmoaktivliyin yüksəlməsi müşahidə olunur [34]. Belə güman olunur ki, bu hadisə seysmik dəliyi əhatə edən süxurlarda kritik gərginliyə mövcudluğu ilə bağlıdır. Belə halqavari seysmikliyə nümunə kimi (şəkil 11) Yaponiyada Kanto şəhərində 1 sentyabr 1923-cü ildə baş verən Tokionu dağıtmış və  $M = 8$  olan zəlzələni göstərmək olar. 1885-1921-ci ilə qədər baş vermiş  $M > 6$  olan zəlzələlərin episentrləri əsas zəlzələnin episentral zonasını halqa şəklində əhatə edir. Görünür ki, onlar halqa şəklində elliptik oblast təşkil edir və bundan sonra Kanto zəlzələsi baş verir.

Son illər seysmikliyin məkan-zaman paylanması ətraflı analizi Çində yerinə yetirilmişdir [35]. Çinin bir çox ərazilərinə dünyada böyük seysmoaktiv rayonlardan biri kimi baxılır və bu ölkədə toplanmış böyük tarixi təcrübə mövcuddur.

Şəkil 12-də Çində baş vermiş  $M=6$  olan altı güclü zəlzələ qabağı müşahidə olunan seysmiklik göstərilmişdir. Əsas hadisələrin yeri xaçlarla, onlardan bir neçə il öncə müşahidə olunan zəlzələlər isə ağ dairələrlə işarələnmişlər.

Şəkil 11-12-də müqayisə edilmiş diaqramdan belə nəticəyə gəlmək olar ki, əksər hallarda halqavari seysmiklik

xətti ölçüləri 100-200 km-ə bərabər olan sahəni konturlaşdırır və onun daxilində  $M>6$  olan zəlzələ baş verir.

### 3.1.4. Zəlzələ ocaqlarının miqrasiyası

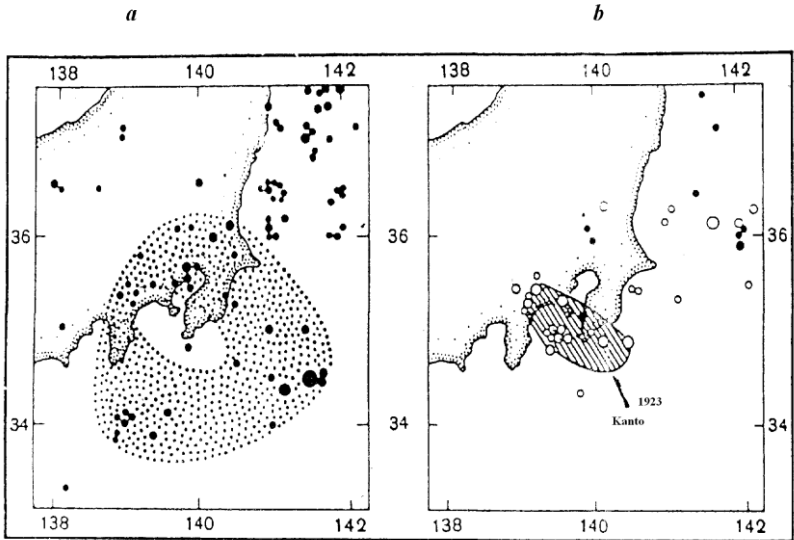
Uzun və davamlılıq cəhətdən bircinsli seysmoaktiv qırılma halında baş vermiş zəlzələ nəticəsində gərginlik, yaranmış qırılmanın sonunda toplanarsa bu qırılma boyu ardıcıl zəncirvari bir neçə zəlzələnin yaranmasına səbəb ola bilər yəni, çətin tədricən sıçrayışvari uzanması effekti baş verir. Belə güclü zəlzələlərin Yaponiya sahilləri boyu aşkar miqrasiyasını nümunə kimi göstərmək olar. 8 il ərzində 400 km uzunluğunda olan Yaponiya novunda (şəkil 13) 4 güclü zəlzələ baş vemişdir:

1931 - ci ildə	$M = 7,5$	olan zəlzələ
1933 - cü ildə	$M = 8,3$	olan zəlzələ
1936 - cı ildə	$M = 7,7$	olan zəlzələ
1938 - ci ildə	$M = 7,8$	olan zəlzələ

Onların ocaqları ardıcıl olaraq cənuba hərəkət edirdi. Seysmikliyin miqrasiyasının ümumi səbəbi, seysmogen zonalar boyu hərəkət edən deformasiya dalğaları ola bilər [36,37]. Belə deformasiya dalğalarının yaranmasına səbəb keçmişdə baş vermiş güclü zəlzələ də ola bilər. Belə deformasiya sahəsinin dəyişməsi tektonik gərginlik toplandığı yerlərdə zəlzələnin baş verməsinə səbəb ola bilər. Bəzi alimlərin fikrincə Orta Asiya

və Qafqazda müəyyən edilən güclü zəlzələlərin miqrasiyası belə deformasiya dalğalarının təsirinin nəticəsi kimi interpretasiya edilir. Misal kimi, Şimali Anadolu yarılmasının 700 km-lik Qafqaz sahəsi boyu baş verən və  $M > 6$  olan güclü zəlzələlərin ardıcılığını göstərmək olar [38]. Miqrasiyanın başlanğıc nöqtəsi kimi 1939-cu ildə baş verən  $M = 8$  olan Ərzurum zəlzələsi qəbul olunur.

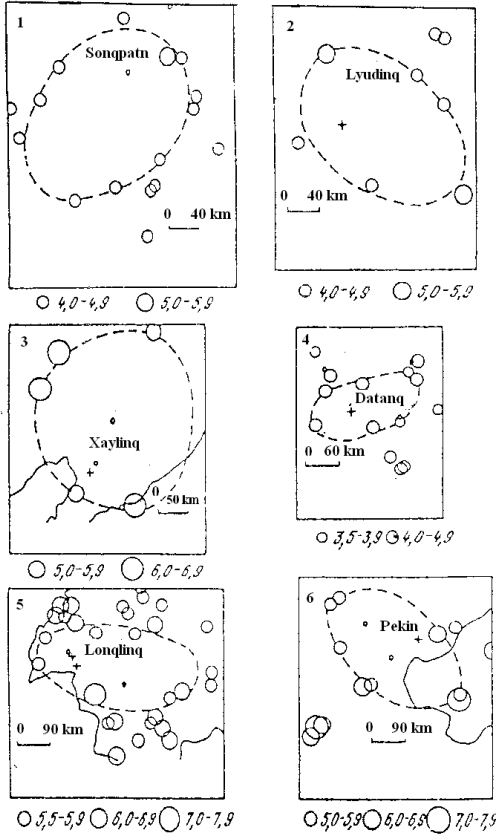
Şəkil 14-də göstərilən miqrasiya prosesi sonra şimal-şərq istiqamətində ildə 12 km orta sürətlə hərəkət edən və ardıcılıqla 1988-1 991-ci illərdə baş verən Spitak və Gürcüstan (Paçinsk) zəlzələləri ilə səciyyələnir.



Şəkil 11. 1923-cü il sentyabrın 1-də  $M=8$  olan Kanto zəlzələsindən öncə baş verən halqavari seysmikliyə aid nümunə verilmişdir.

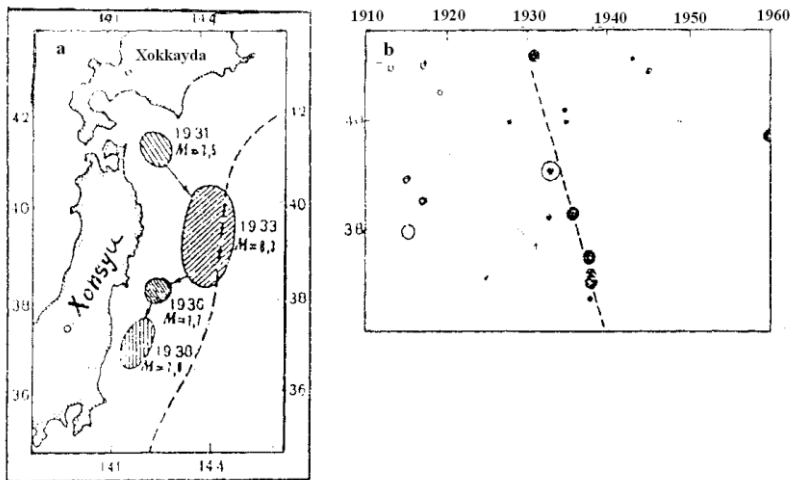
a – 1885-1921-ci ildə  $M \geq 6$  olan zəlzələlərdə halqavari seysmiklik oblastı nöqtələr sahəsi ilə göstərilmişdir.

b – 1922-ci ilin yanvarından 1923-cü ilin avqustuna qədər olan dövrdə baş vermiş  $M \geq 6$  olan Kanto zəlzələsinin afterşok zonası ştrixlə göstərilmişdir [34].



Şəkil 12. Güclü zəlzələlərdən öncə baş vermiş halqavari seysmikliyə aid nümunə verilmişdir.

1 – 11 avqust 1973-cü ildə  $M=6.5$  olan Nanping; 2 – 15 yanvar 1975-ci ildə  $M=6.2$  olan Cyulong; 3 – 4 fevral 1975-ci ildə  $M=7.3$  olan Xayçenq; 4 – 6 aprel 1976-cı ildə  $M=6,3$  olan Xorinqer; 5 – 29 may 1976-cı ildə  $M=7.6$  olan Lonqlinq; 6 – 28 iyul 1976-cı ildə  $M=7.8$  olan Tanqşan zəlzələləri [35].

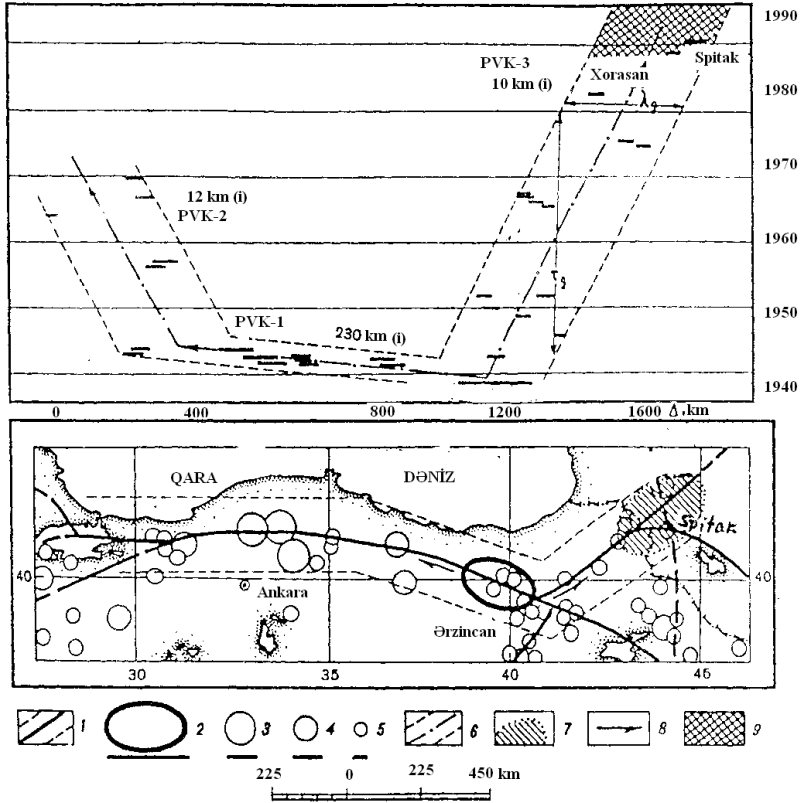


Şəkil 13. Yaponiyada baş vermiş zəlzələ ocaqlarının miqrasiyasına aid nümunə verilmişdir.

a -  $M \geq 7.5$  olan zəlzələ; b -  $7.5 > M > 7$  olan zəlzələ (kiçik dairəciklərlə) və  $M \geq 7.5$  olan zəlzələ (böyük dairəciklərlə); 1933-cü ildə baş verən  $M=8.3$  olan Sanriku-Oki güclü zəlzələsi ikiqat dairəciklə işlənmişdir [34].



Zəlzələnin miqrasiya hadisəsi bəzən müvafəqiyyətlə uzunmüddətli proqnozda istifadə edilir. Məsələn, öncədən proqnozlaşdırılmış 1978-ci il noyabrın 1-də Qırğızıstanda baş vermiş Alay zəlzələsini göstərmək olar [39]. Lakin, belə güclü zəlzələlər vasitəsilə miqrasiyanın izlənməsi üsulunun çatışmayan cəhəti axırıncıların kiçik statistikasıdır. Eyni zamanda aydındır ki, əgər deformasiya dalğası mövcuddursa o özünü zəif seysmikliyin variyasiyası ilə də biruzə verməlidir. M. Nevski tərəfindən [40,41] statistik analiz üsulu ilə Kopetdağ və San-Andreas silsilə yarılmalarında deformasiyanın və seysmikliyin miqrasiya effekti aşkar edilmişdir. Belə ki, San-Andreas üçün Mərkəzi Koliforniyada deformasiyanın miqrasiyasının sürəti ildə 10 km-ə bərabərdir. Cənubi Koliforniya və Kopetdağ üçün isə ildə 40-50 km-ə bərabər olduğu müəyyən edilib. Bu dalğaların müvafiq dövrləri Mərkəzi Koliforniya və Kopetdağ üçün 7-8 ilə bərabər olduğu, dalğanın uzunluğu isə 70-80 km-ə bərabər olduğu müəyyən edilmişdir. Belə uzun dövrlü deformasiya dalğasının müəyyən edilməsi zəlzələ ocağının mexanizminə aid olan məlumatların cəlb olunması nəticəsində mümkün olub.



Şəkil 14. Şimali Anadolu qırılması sahəsində baş verən güclü zəlzələ ocaqlarının miqrasiyasına aid nümunə.

1 – qırılma zonası; 2 –  $M=8$  olan zəlzələ ocağı; 3 –  $7.5 > M \geq 7$  olan zəlzələ; 4 –  $7 > M \geq 6.5$  olan zəlzələ; 5 –  $6.5 > M \geq 6$  olan zəlzələ; 6 – məkan-zaman kanalı boyunca istiqamətlənmiş miqrasiya; 7 – 1988-ci ildə gözlənilən güclü zəlzələ oblasti; 8 – qırılma qanadlarının yerdəyişməsi; 9 – 1990-cı ildən başlayaraq gözlənilən zəlzələ oblasti [38].

### 3.1.5. Silsilə zəlzələləri

Silsilə zəlzələləri dedikdə zamanda və məkanda bir-birinə görə qeyri-təsadüf yaxın yerləşən zəlzələlər nəzərdə tutulur. Onlar Yer qabığının xırda bloklara parçalanmasını göstərir. Belə silsilə zəlzələlər əsas təkandan bir qədər öncə və əsasən onun baş verəcək yerin ətrafında yerləşdiyindən xəbərverici kimi zəlzələlərin yerinin və vaxtının proqnozlaşdırılmasında istifadə olunur. Burada əsas problem silsilə zəlzələlərini fondan ayırmaqdır ki, onu da müxtəlif statistik analiz üsulu ilə edirlər.

F. Evison [42,43] Yeni Zelandiyanın, sonra isə Yaponiyanın seysmikliyinin təhlili zamanı xəbərverici silsilə zəlzələlərini müəyyən etmişdir.

Bunlar əsas zəlzələdən bir neçə il öncə və onun episentrindən birinci 10 km-lərlə ölçülən məsafədə baş vermişlər (şək.15,16).

Nəticədə F. Evison xəbərverici silsilə zəlzələlərin müəyyən edilməsinin aşağıdakı qanununu təklif etmişdir:

Əgər silsiləni təşkil edən ən güclü zəlzələlərin maqnitudası  $M_p$  silsilənin o biri qiymətcə ən yaxın olan zəlzələnin maqnitudası

$M_{p-1}$  arasında fərqi azdırsa, yəni

$$M_p - M_{p-1} < 0,15 \pm 0,15 \quad (25)$$

O zaman bu qrup zəlzələlər xəbərverici silsilə zəlzələri kimi qəbul oluna bilər. Bu zaman əsas təkanın maqnitudası:

$$M_m = M_p + 1,7 \pm 0,5 \quad (26)$$

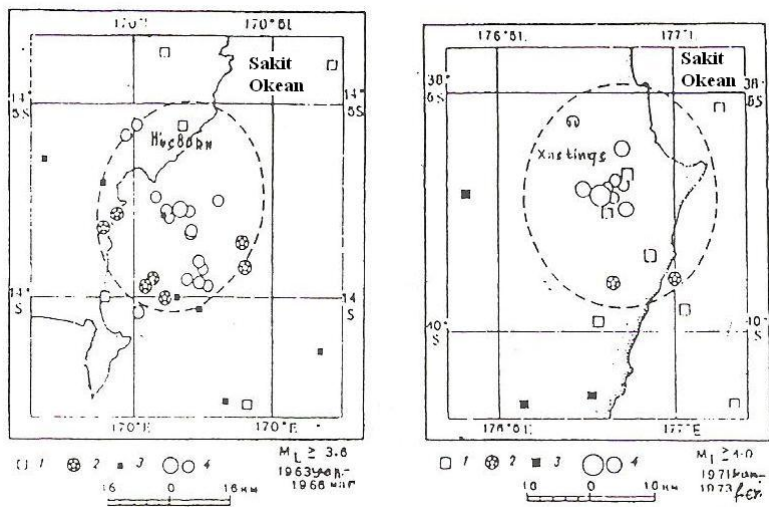
Yəni əsas təkanın maqnitudası  $M_m$  silsilənin əsas zəlzələsinin maqnitudası  $M_p$ -dən iki rəqəm yüksək olacaq.

Təcrübə göstərdi ki, xəbərverici silsilə zəlzələlərinin baş verməsi ilə əsas seysmik hadisə arasında vaxt birinci bir neçə illərə bərabərdir.

F. Evisonun açdığı qanun 15 dekabr 1971-ci ildə Ust-Kamçastkda baş vermiş və  $M=7,8$  zəlzələ qabağı müşahidə olunmuş xəbərverici silsilə zəlzələlərdə özünü doğrultmuşdur, yəni əsas zəlzələnin və silsilənin əsas zəlzələsinin maqnitudaları adı çəkilən qanuna tabe idi.

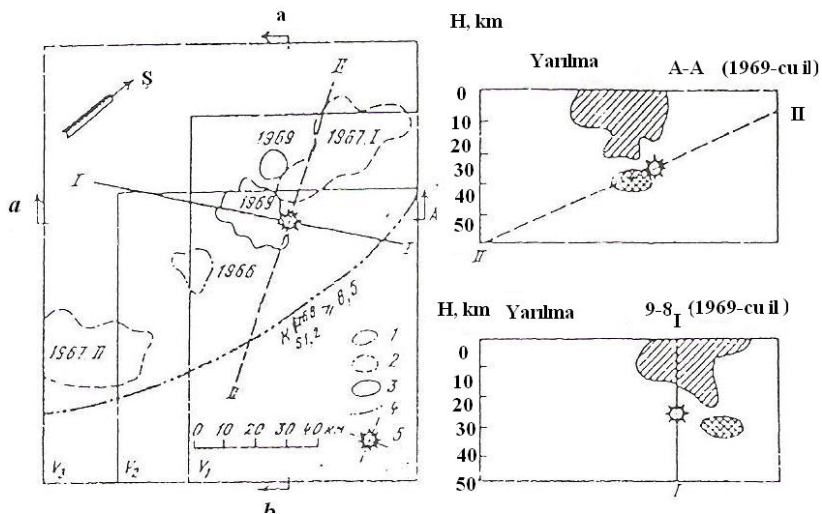
Bu baxımdan Cavaxet yaylasında baş vermiş dörd güclü ( $K>12,5$ ) zəlzələlərdən öncə müşahidə olunan zəif zəlzələlərin episentrlərinin zaman və məkanda paylanması təhlili böyük maraq kəsb edir.

Bunlar Spitak (30 yanvar 1967-ci il,  $K=13,7$ ), Dmanis (2 yanvar 1978-ci il,  $K=13,2$ ), Paravan (13 may 1986,  $K=13,7$ ) və Spitak (7 dekabr 1989,  $K=16,5$ ) zəlzələləridir (şəkl.16).



Şəkil 15. Yeni Zenlandiya və Hisborn zəlzələlərindən öncə xəbərverici xarakterli silsilə zəlzələlərin nümunəsi.

1 – fon seysmikliyi; 2 – silsilə xəbərvericisi; 3 – sükut xəbərvericisi; 4 - əsas təkanın və əvvəlki zəlzələnin episentri [43].



Şəkil 16. Yeni Zenlandiya və Xastinqs zəlzələlərindən öncə silsilə xəbərvericisinə aid nümunə. Şərti işarələr şəkil 11-dəki kimidir [43].

Nəticədə aşağıdakı qanunauyğunluq müəyyən edilmişdir.

1. Əsas zəlzələnin episentrinə yaxın zonada bir neçə il öncədən qrup zəlzələlərin sayının kəskin azalması müşahidə olunur.

2. Bu effekt zəif zəlzələlərin ümumi sayının azalmasında belə qabarıq özünü büruzə vermir.

3. Qrup zəlzələlərin sükut zonasının ölçüləri və büruzə vermə müddəti gözlənilən güclü zəlzələlərin maqnitudu artdıqca böyüyür.

4. Qruplar yenidən əsas zəlzələlərdən bir neçə gün və həftə öncə episentral zonada özünü büruzə verirlər.

### **3.1.6. Seysmoaktiv qırılmaların konsentrasiya kriterisi**

Bu tip xəbərvericini müəyyən etmək üçün seysmoaktiv zonada hər hansı bir müddətdə baş verən xırda zəlzələlərin sayından və onların ocaqlarında yaranan yarılmaların ölçülərindən asılı olan konsentrasiya kriterisi  $K_{orta}$  hesablanır.

Vahid bir seysmoaktiv zona çərçivəsində  $K_{orta}$ -nın xəritəsi qurulur.  $K_{orta}$ -nın ən kiçik qiymətinə təsadüf edən zona (zonalar) gələcək zəlzələnin episentrinə uyğun gəlir.

Bəzi hallarda baş vermiş əsas zəlzələdən sonra retrospektiv analiz nəticəsində hər seysmoaktiv zona üçün nisbətən sabit qalan  $K_{orta}$ -nın kritik qiyməti müəyyən edilir ki, bu da baş verəcək zəlzələnin vaxtının proqnozuna imkan verə bilər.

$K$ -ın kritik qiyməti dedikdə əsas təkandan öncə müşahidə olunan  $K_{orta}$  qiyməti nəzərdə tutulur.

İlk dəfə bu üsul Kamçatkanın seysmoaktiv zonasında praktikada tətbiq edilmişdir [44,45].

Bu, aşağıda verilən üsul ilə yerinə yetirilmişdir. Seysmogen zonanın konsentrasiya kriterisi  $K_{orta}$ -nın xəritəsini qurmaq üçün zona bir neçə elementar həcmə (V) bölünür və bu həcm üçün «sürüşən vaxt pəncərəsində (T)  $K_{orta}$  aşağıdakı düstur vasitəsi ilə hesablanır:

$$K_{orta} = \frac{N^{\frac{1}{3}}}{\tilde{l}_i} \quad (27)$$

N- hər həcm vahidinə (V) düşən zəlzələlərin sayı,  $\tilde{l}_i$  ocaqda baş verən yarılmaların uzunluğunun orta qiymətidir və aşağıdakı düstur vasitəsi ilə hesablanır:



$$\tilde{l}_i = \left( \sum_{i=1}^N l_i / N \right), \quad (28)$$

burada  $\tilde{l}_i$  -i sayılı zəlzələnin ocağında yaranmış yarılmının uzunluğudur və aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$K = C^{-1/3} r^{-1}, \quad (29)$$

burada k-çatlar arası məsafədir, c-çatların həcmi konsentrasiyasıdır.

Elementar həcm (V) ölçüləri və vaxt pəncərəsinin müddəti (T) proqnozlaşdırılan zəlzələnin ocaq zonasının ölçülərindən asılı olaraq seçilir.

Misal üçün Kamçatka üçün V həcmnin xətti ölçüləri 50, 100 və 200 km vaxt intervalı T isə 1 il təşkil edirdi.

Qeyd etmək lazımdır ki,  $K_{orta}$ -ın hesabını yalnız zəlzələnin hazırlıq tsiklinin III və IV mərhələsindən aparmaq lazımdır.  $M > 6$  zəlzələlər üçün bu bir neçə il ola bilər.

(27) düsturundan görüldüyü kimi T dövrünün başlanğıcında  $K_{orta}$  böyük qiymətə bərabərdir. Tədricən zəif zəlzələlərin sayı (N) artdıqca, yəni əsas zəlzələnin vaxtı yaxınlaşdıqca  $K_{orta}$ -nın qiyməti kiçilir.

Hər elementar V həcmi üçün xüsusi proqram vasitəsi ilə  $K_{orta}$  qiymətləri hesablanır və onun xəritəsi qurulur. Xəritə qurulandan sonra baş verən güclü zəlzələlərin episentri  $K_{orta}$ -ın minimum qiymətinə uyğun gələn sahələrə təsadüf edirdi. Bu kiçik qiymətə kritik qiymət deyilir.

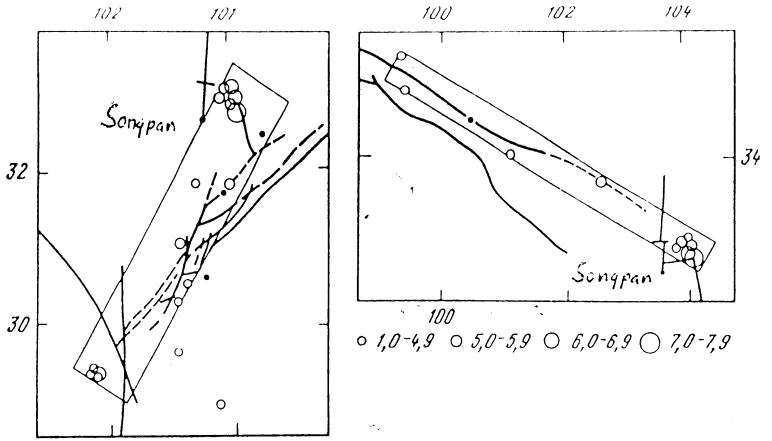
Bir sıra regionlar üçün orada baş vermiş 100-ə yaxın  $M > 5,5$  zəlzələlərin retrospektiv analizi nəticəsində müəyyən olundu ki,  $K_{orta}^*$  hər seysmoaktiv zonada nisbətən sabit qiymətə bərabərdir, lakin müxtəlif ərazilərdə fərqlənə bilər.

Misal üçün  $K_{orta}^*$  qiyməti Cənubi Kaliforniya üçün-5,5; Kamçatka üçün-10,1; orta Asiya (Fərqanə)-10,8; Kopetdağ və Qafqaz üçün isə müvafiq olaraq-11,8 və 13,3-ə bərabərdir. Bu fərqlər seysmoaktiv zonaların strukturları ilə müəyyən edilə bilər.  $K_{orta}$  özündə dərin fiziki məna daşdığından seysmologiyada tətbiqi perspektivli sayılır.

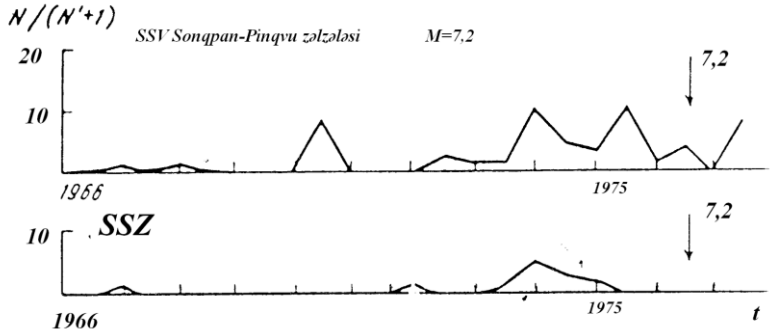
### **3.1.7. Seysmikliyin lokallaşması**

Süxur nümunələrinin laborator şəraitində tədqiqi nəticəsində onların parçalanmasının iki mərhələli olduğu (həcmli və lokallaşmış) müəyyən olunmuşdur. Buna əsasən güclü zəlzələdən öncə də parçalanma prosesinin lokallaşmasını gözləmək olar. "Lokallaşma zolağının" araşdırılmasında dəyərli təcrübə Çində toplanmışdı. Tədqiqatda [46]  $M \approx 7$

zəlzələləri haqda məlumatlar ümumiləşdirilmişdir. 17 avqust 1976-cı ildə Sonqpan zəlzələsinin  $M=7,2$  lokallaşma zolağının ümumi forması şəkil 17-də göstərilmişdir. Zolaq sürüşən zaman pəncərəsi əsasında onun daxilində baş verən zəlzələlərin sayının qonşu pəncərədəki sayına nisbəti kimi  $(N/N' + 1)$  hesablanmışdır. Şəkil 17-dəki zolaqlar üçün  $N/N' + 1$  qrafiki şəkil 18-də verilmişdir. Görünür ki, Sonqpan zəlzələsindən üç il ərzində bu nisbət 10-a qədər artmışdır. Çin zəlzələsinin analizindən toplanan təcrübə göstərir ki,  $M \approx 7$  zəlzələləri üçün zolağın uzunluğu  $L$  300 km-ə çatır.  $W$  zolağının eni adətən  $1/4L$  təşkil edir.



Şəkil 17. Çində Songpan zəlzələsindən öncə seysmikliyin lokallaşma qurşaqları. Müxtəlif ölçülü dairəciklər  $M=4,0-7,9$  olan zəlzələlərin episentrlərini göstərir [46].



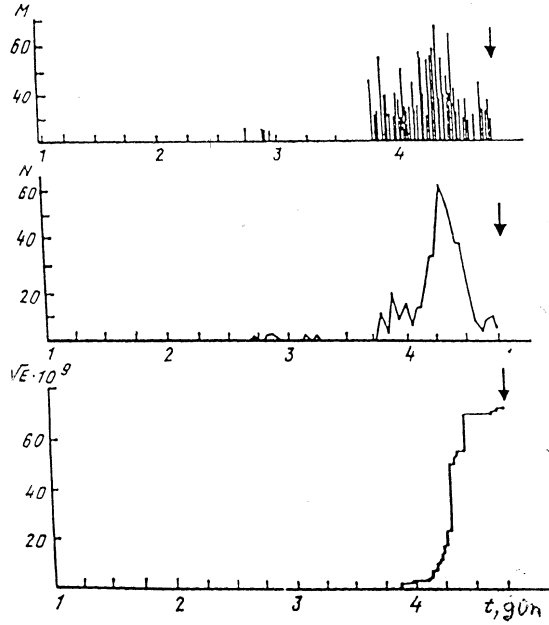
Şəkil 18. Sonqpan zəlzələsindən öncə lokallaşma qurşağında N zəlzələlərin sayının xarici zonadakı N' sayı ilə müqayisəsi [46].

N ölçüsü  $1/2W$  enli oblastlar üçün hesablanır. Lokallaşma zolaqları təkandan bir neçə ildən bir neçə ay əvvəl yaranır. Lakin [46] tədqiqatlarda göstərilir ki, hadisələrin 50%-də zolaqların yaranması güclü zəlzələ ilə nəticələnir və bu prosesdə təsadüfün də olduğu göstərilir.

### **3.1.8. Forşoklar**

Forşokların əmələ gəlməsi seysmik tsiklin üçüncü mərhələsinin bitdiyini göstərir. Selli qeyri-sabit çatəmələgəlmə modelində forşokların əmələ gəlməsi hazırlaşan güclü zəlzələ ocağının formalaşmasını təşkil edən qırılmalararası baryerlərin dağılması ilə izah olunur. Bu mənada forşoklar böyük maraq kəsb edir. Ona görə ki, onlara qısamüddətli xəbərverici kimi baxmaq olar. Bundan əlavə onlar hiposentrin yerini də göstərirlər. Lakin, forşokları fon seysmik hadisələrdən ayıran tutarlı kriteri hələ ki, tapılmayıb. Ona görə forşokları əsas zəlzələlər baş verəndən sonra onların ocaqlarının yeri müəyyən ediləndən sonra identifikasiya edirlər. Nadir hallarda əsas təkandan öncə elə güclü forşoklar seriyası (silsiləsi) baş verir ki, onlar çox böyük gümanlıqla güclü zəlzələnin baş verəcəyini göstərirlər və ona görə proqnoz məsələlərində istifadə olunurlar. Buna misal 1975-ci il fevralın 4-də  $M = 7,3$  olan Xayçenq zəlzələsindən öncə (Çin) baş vermiş hadisələri

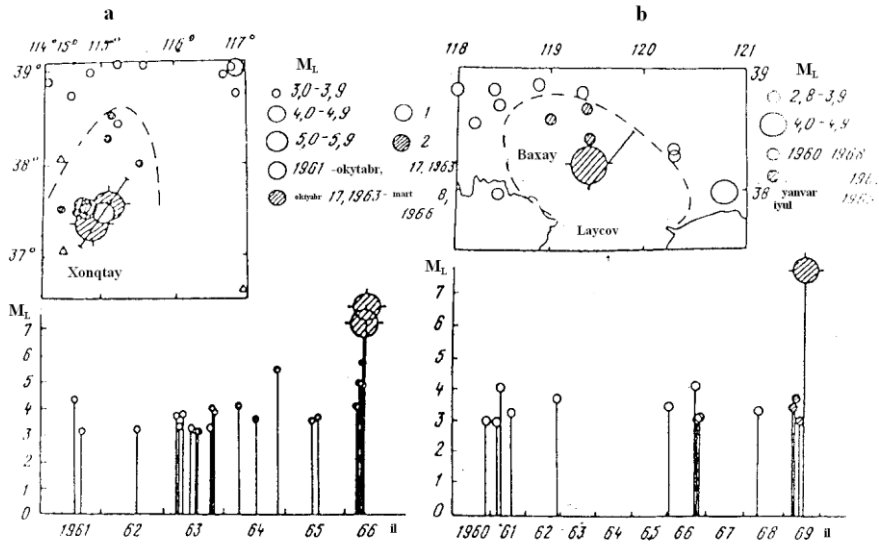
göstərmək olar [47]. Şəkil 19-da bu zəlzələnin maqnitudları  $M$  və forşokların sayı  $N$  verilmişdir. Eyni zamanda ayrılmış seysmik enerji  $E$  göstərilmişdir. Fevralın 1-indən başlayaraq Xayçenq zəlzələsindən dörd sutka öncə 527 ilkin təkan baş vermişdir. Onlardan ən güclüləri  $M = 5,5$ -ə çatırdı və əhali tərəfindən aydın hiss olunurdu. 12 saat ərzində forşokların sayı vahid zaman ərzində maksimuma çatdı və sonra tədricən azaldı. Xayçenqdə forşok aktivliyi bu zəlzələnin uğurlu proqnozunun səbəbi olmuşdur. Belə nümunəvi hadisə çox nadir hallarda baş verir. Lakin, əgər baş verən zəlzələnin yeri başqa üsul ilə təyin edilirsə forşoku böyük ehtimalla təyin etmək olar. Şəkil 20-də 22 mart 1966-cı ildə  $M = 7,2$  olan Xinqtay və 18 iyul 1969-cu ildə  $M = 7,4$  Boxay (Çin) zəlzələlərindən öncə forşok misalı göstərilmişdir. Ştrixlənmiş oblastlar əsas hadisələrin və forşoklarının yerlərini göstərir.



Şəkil 19. Çində Xayçenq zəlzələsindən öncə forşok prosesinin inkişafına aid nümunə.

M – maqnitud, N – saatda təkanların sayı, E – enerji  
 $E_{rq}^{1/2}$  [47]





Şəkil 20. Çində iki güclü zəlzələlərdən öncə forşokların məkan-zaman çərçivəsində paylanması.

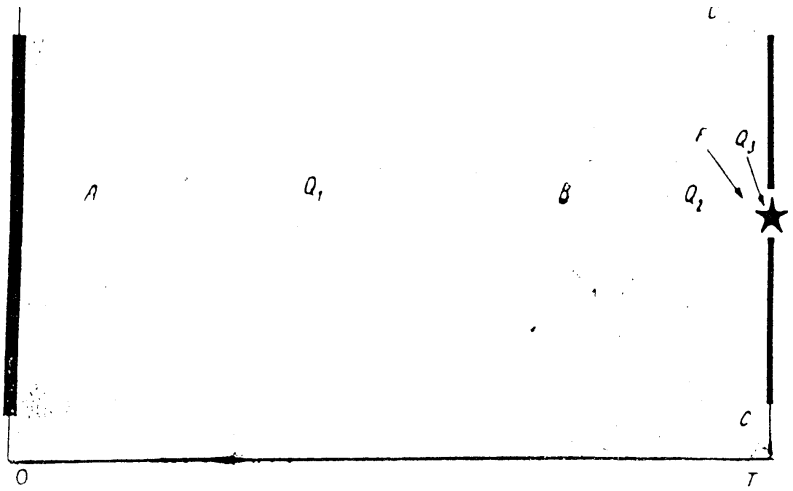
1 – fon zəlzələləri, 2 – forşoklar. Dairəciklərin ölçüsü müxtəlif maqnituda  $M$  uyğun olaraq göstərilmişdir [78].

Kiçik seysmiklikdə tək-tək forşoklar az informativdir. Qeyd edək ki, belə forşok Spitak zəlzələsindən 14 saat öncə müşahidə olunmuşdur.

Praktikada forşoklara əsas xüsusiyyəti kimi, güclü zəlzələ ocağında əsas təkandan bir neçə saniyə, dəqiqə, saat və nadir halda gün öncə hadisə lər baş verməsi aid edilir. Forşokun geniş mənada izahı zəlzələdən öncə baş verən, amma güclü zəlzələdən xəbər verən əlamətlər götürülür.

### **3.1.9. Seysmik rejimin fazaları**

Yuxarıda araşdırdığımız müxtəlif tipli seysmik xəbərvericilər seysmik tsiklin kinematikasını əks etdirir və müəyyən ardıcılıqla özünü biruzə verir. Onlar sxematik formada Şolsun [19] məlumatlarına əsasən şəkil 21 verilib. Zəlzələ baş verəndən sonra afterşoklar baş verir (A dövrü). Zəlzələ rayonunda tektonik gərginliyin qismən azalması və yenidən paylanması nəticəsində A dövrü seysmik sükut  $Q_1$  dövrü ilə əvəz olunur. Adətən  $Q_1$  mərhələsi seysmik tsiklin vaxtının (T) təxminən 50-70%-ni təşkil edir. Tədricən ilkin gərginlik bərpa olunduqca  $Q_1$  fazası ilkin seysmik aktivləşmə B fazasına keçir. B fazası adətən əvvəlki zəlzələdən əmələ gələn qırılmanın sonlarından və orada gərginlik itgisi nisbətən az olduğundan başlayır.



Şəkil 21. Seysmik tsikl intervalına əsasən (T) seysmik rejimin fazalarının və ardıcıl mərhələlərinin sxemi.

A – afterşoklar mərhələsi,  $Q_1$  – seysmik sükut mərhələsi, B – ilkin aktivlik fazası, C – halqavari seysmiklik fazası,  $Q_2$  – seysmik sükut fazası, F – ikinci forşok aktivliyi fazası, ulduz güclü zəlzələnin yerini göstərir [19].

Bu faza baş verəcək zəlzələ rayonunda seysmik sükut zonası  $Q_2$  ilə əvəz olunur. Eyni zamanda ətraf mühitdə seysmik aktivlik artır, halqavari seysmikliyi təşkil edir. Ümumi fondan  $Q_2$  və C fazalarını ayırmaq yaxınlaşan zəlzələnin orta müddətli proqnozu üçün böyük maraq kəsb edir, çünki onun ocaq zonasını göstərirlər. Lakin, bu fazaların əmələ gəlməsinin fiziki-mexanizmi hal-hazırda tam aydınlaşdırılmayıb. Əgər, halqavari C seysmikliyi ilkin aktivləşmə B zonasında seysmik dəliyin əmələ gəlməsi ilə izah etmək olarsa,  $Q_2$  fazasının araşdırılması daha prinsiplial məsələyə çevrilir.

Ədəbiyyatda seysmik sükutun  $Q_2$  fazasının əmələ gəlməsinin bir neçə səbəbi göstərilir:

1. Dilatansiya möhkəmlənməsi. Bu effekt progressivləşən çat əmələ gəlmə məsələsində süxurdakı suyun (nəmliyinin) % miqdarının azalması ilə əlaqədar onların nisbətən susuzlaşması ilə əlaqələndirilir. Qeyd etmək lazımdır ki, bu effect vasitəsilə dilatant-diffuziya çərçivəsində bir çox xəbərvericinin mövcudluğu izah olunur.
2. Formalaşan qırılma boyu baş verən sürüşmə nəticəsində gərginliyin azalması. Bu mülahizənin xeyrinə eksperiment zamanı süxurda qırılma boyu müşahidə olunan, tədricən yayılan və nəticədə gərginliyin qismən azalmasına səbəb olan sürüşməni göstərmək olar.

3. Gələcək zəlzələ zonasında nisbətən zəif möhkəmlikli sahələrin azalması. Bu da seysmik hadisələrin azalmasına səbəb ola bilər. Əldə olunan eksperimental materiallar belə mülahizəyə dəstək verir. Bu sükutda gələcək güclü zəlzələnin maqnitudundan 2-3 vahid kiçik maqnitud diapazonunda özünü büruzə verir [6].

Şəkil 21 - də qeyd etdiyimiz seysmik tsiklin 2 son fazaları - forşok aktivlik  $F$  və qısa müddətli sükut fazası  $Q_3$ , hər zaman müşahidə olunmur. Onlar zəlzələdən bir neçə gün və saat öncə əmələ gələn kiçik müddətli proqnoz üçün böyük maraq kəsb etdiyindən bir çox alimlərin tədqiqat obyektinə çevrilir. Onların bilavasitə gələcək zəlzələ ocağında gedən hərəkətlərlə əlaqədə olması I növbədə özlərini hiposentral zonada büruzə verməsi ilə izah olunur. Forşokları qırılmanın dinamik hərəkətlərinə mane olan nisbətən möhkəm baryerlərin qırılması ilə izah etmək olar.

Qısa müddətli sükut isə sürüşmə nəticəsində gərginliyin azalması ilə izah olunur. Yuxarıda qeyd olunan effektlərin ikisi də eksperimental modelləşdirmə tədqiqatları nəticəsində öz təsdiqini tapmışdır.

### **3.2. Qeyri-ənənəvi xəbərvericilər**

Qeyri-ənənəvi xəbərvericilər bəzi hallarda geofiziki xəbərverici adlanırlar. Öncə təhlil etdiyimiz geodinamik xəbərvericilər də geofiziki xəbərvericilərə aiddir. Lakin onların müxtəlifliyindən, uzun öyrənmə tarixinə malik olduğundan və proqnoz üçün böyük əhəmiyyət kəsb etdiyindən ayrı baxılırlar. Bu bölmədə başqa geofiziki üsullarla müəyyən edilən xəbərverici növlərinə baxılacaq.

Xəbərvericilərin əksəriyyəti ocaqda gedən deformasiya proseslərinin toplanma və yenidən paylanma prosesini özündə əks etdirdiyi üçün elə bu tip xəbərvericilərdən də araşdırmaya başlayaq.

#### **3.2.1. Deformasiya və Yer səthinin mailliyi**

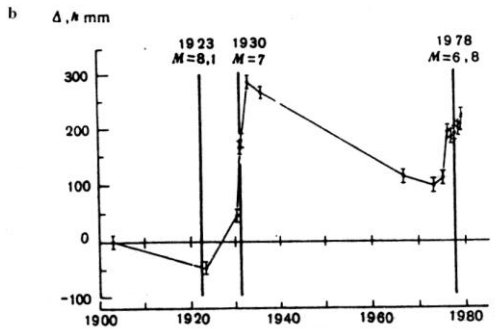
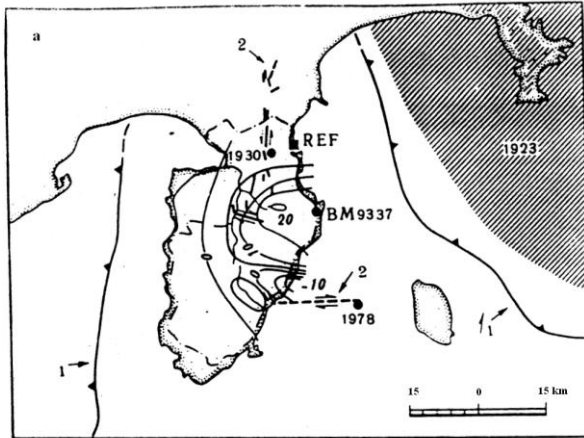
Reperlərin çökməsindən, süxurların nəmliliyinin və meteoroloji şəraitinin dəyişməsindən (xüsusən dağlıq rayonlarda) əmələ gələn geodeziya təkrar ölçmələrinin dəqiqliyinin qeyri-müəyyənliyi mütəxəssislərin ciddi müzakirəsinə çevrilmişdir. Lakin bəzən daha dəqiq geodeziya ölçmələri başqa üsullarla kompleksləşərsə, o zaman, zəlzələ qabağı Yer səthinin relyefinin sürətlə dəyişməsi (bir neçə sm) halda məlumat toplamaq olar.

Misal kimi Yaponiyanın İzu yarımadasında 80 il ərzində aparılan relyef dəyişməsinin müşahidəsini göstərmək olar.(şək. 22) [48].

Birinci sıçrayış- 1923-cü ildə ( $M=8,1$ ) Kantoda baş vermiş katastrifik və 1930-cu ildə ( $M=7$ ) baş vermiş zəlzələlər ilə üst-üstə düşür.

Lakin müşahidə olunan geodeziya anomaliyasının mərkəzi episentral zonalarla uyğun gəlmədiyi, hətta Kanto zəlzələsinin episentrindən 80 km aralı olduğu müəyyən edilmişdir.

Baxılan rayon aktiv qırılma və vulkanizmi ilə fərqləndiyinə görə alınan nəticələri bir mənalı interpretasiya etmək mümkün deyil. Yalnız anomaliyaların baş vermiş zəlzələlərlə üst-üstə düşməsi faktı onların dolayı yolla əlaqəsini göstərir.



Şəkil 22. a- İzu yarımadasının sxemi; 1- dərinlik su novu, 2 – 1930 və 1978 illərdə baş vermiş zəlzələlərin yarılımları, ştirxlənmiş sahə 1923-cü ildə baş vermiş Kanto zəlzələsinin rayonu, izoxəttlər – 1967—79-cu illərdə aparılmış



planalma nəticəsində müəyyən olunmuş relyefin dəyişməsi (20 sm qalxma); b- 9337-ci reperin REF reperinə nisbətən güclü zəlzələdən sonra hündürlüyünün dəyişməsi [34].

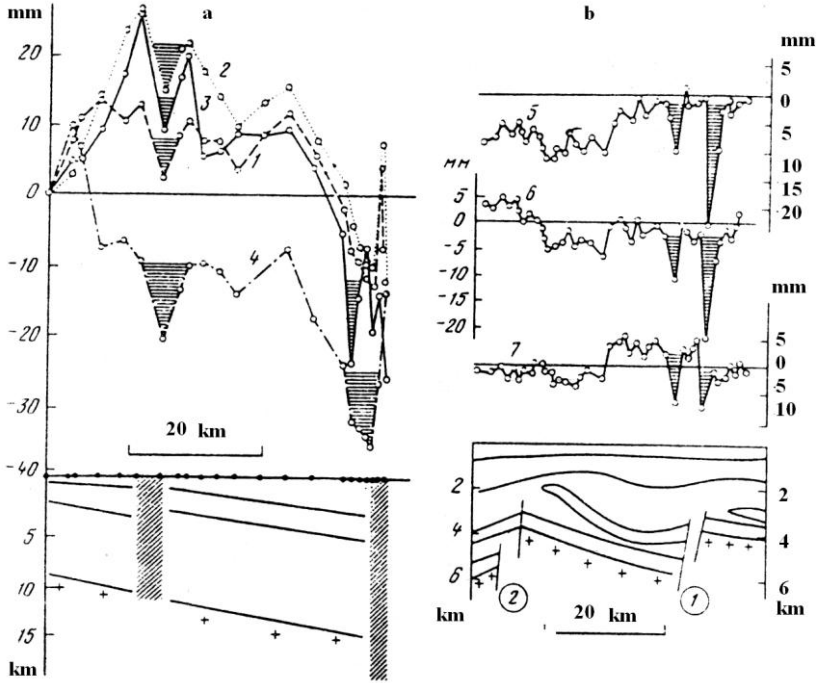
Uzun müddət Kopetdağ və Pripyat rayonlarında (şək.23) Y. Kuzmin və V. Sidorov tərəfindən [49,50] aparılan geodeziya ölçmələri araşdırılıb və nəticədə üç tip lokal (parametrik) anomaliyalar ayrılışdır və onların əmələ gəlmə fərziyyəsi irəli sürülmüşdür.

$\gamma$ - tipli anomaliyalar daha qabarıq özünü büruzə verir və tektonik yarıqla zonalarında müşahidə olunan reperlərin çökməsi ilə izah olunur. Bu effekt (lokal əyilmə) subhorizontal genişlənmə ilə izah olunur.

Belə anomaliyalar regional gərginlik sahəsinin dəyişməsi və qırılma zonasında süxurların çökməsi ilə izah olunur. Axırını qırılmanı təşkil edən süxurun xassələrinin (parametrlərinin), misal üçün suyun məsamədaxili təzyiqinin variasiyaları nəticəsində baş verə bilər.

$\beta$ - tipli anomaliyalar subhorizontal sıxılma nəticəsində Yer səthinin  $\gamma$ - tipli anomaliyalardan fərqli olaraq böyük bazada qalxması ilə səciyyələnir. (Regional əyilmə)

Üçüncü tip anomaliyalar S- formalı (pilləvari) olurlar.



Şəkil 23. Geodeziya məlumatlarına əsasən müasir şaquli hərəkətlərin qrafiki. a- Kopetdağın çökmə: 1-4 – təkrar planalmanın nəticələri (axtov yarılmalar zonası ştrixlənmişdir); b- Pripyet çökməsi: 5-7 – təkrar planalmaların nəticələri [49].

Bütün baxdığımız anomaliyalar gərginliyin dəyişməsi nəticəsində Yer səthinin tədricən kvazistatik mailliyinin artması fonunda baş verir.

Parametrik anomaliyalar hadisəsi proqnoz işlərində istifadə zaman zəlzələlərin yerinin müəyyənləşdirilməsində effektiv olmasa da anomaliyanın (gərginlik sahəsinin) şəbəkəvari olduğunu göstərir.

Gərginlikli deformasiya vəziyyəti seysmoaktiv zonalarda daimi işləyən deformometrler və naklonomerler vasitəsi ilə qeydə alınirlar. Lakin onların göstərişi müxtəlif manelərə məruz qaldığından ədəbiyyatda verilən məlumatların xəbərverici kimi interpretasiyasına ehtiyatla yanaşmaq lazımdır.

Elə mülahizələr də irəli sürülür ki, zəlzələ ilə əlaqədə olan anomaliyaları yalançılardan (başqa mənşəli) birincilərin daha böyük sürətlə dəyişməsinə görə ayırmaq olar. Lakin bu müşahidə statistikasını ilə təsdiqlənməlidir.

Qeyd etmək lazımdır ki, seysmoaktiv yarılmaların əksəri Yer səthində müşahidə olunmur. Ona görə səthi deformasiya müşahidələrini eyni zamanda ocaq zonalarının dərin zondlama üsulları ilə tədqiqi məqsədə uyğundur.

### **3.2. 2. Seysmik dalğaların sürətinin dəyişməsi**

İlk dəfə zəlzələ qabağı  $V_p/V_s$  nisbətinin kəskin variasiyaları Qarm (Tacikistan) poliqonunda müşahidə olunmuşdur [51]. Sonrakı tədqiqatlar bu effektin proqnoz məsələlərinin həlli üçün vacib olduğunu göstərdi və başqa alimlər tərəfindən də öz təsdiqini tapdı. Lakin daha dəqiq tədqiqatlar nəticəsində məlum oldu ki, baş verəcək zəlzələnin ocağından müxtəlif istiqamətdə dalğaların qaçış vaxtlarının normal hodoqrafa görə fərqləri bəzən əks işarəli olur.

Sonralar seysmik dalğaların qaçış vaxtının dispersiyasının zəlzələ qabağı daha kəskinləşməsi müəyyən edilmişdir. Bu effekt laboratoriya modelləşdirmə işlərində öz təsdiqini tapmışdır.

Təcrübə göstərir ki, seysmik dalğaların qaçış vaxtının dispersiyasının anomal artan sahəsi baş verəcək zəlzələnin ocaq zonasının ölçülərindən tutarlı dərəcədə böyük olur. Ona görə bu üsul əsasən baş verəcək zəlzələnin orta müddətli proqnozunda istifadəsi daha perspektivli hesab olunur.

### **3.2.3. Elektromaqnit sahələr.**

Qeyd etdiyimiz kimi geofiziki xəbərvericilər, ümumiyyətlə, Yer qabığının gərginlikli deformasiya

vəziyyətinin zəlzələ qabağı dövründə dəyişməsinə əks etdirsələr də onlar bir çox faktorların maneəedicisi təsirinə məruz qalırlar.

Misal üçün süxurların elektrik müqaviməti (Yerin üst qatında) mayenin məsaməarası təzyiqindən və suyun duzluluğundan asılıdır. Təbiidir ki, Yer səthinə yaxın zonalarda yağışın, qarın və başqa meteoroloji şəraitin süxurların elektrik müqavimətinə böyük təsiri var. Ona görə bu tip xəbərvericilər tədqiqat dərinliyi bir neçə km olan üsullar ilə öyrənilir ki, bu da meteoroloji faktorun təsirini kəskin sürətdə azaltmağa imkan verir.

Hal-hazırda Bişkek şəhəri ətrafında REA Yüksək temperaturun fizikası institutu tərəfindən yaradılan və aktiv fəaliyyətdə olan proqnoz poliqonu elektrometriya üsullarını ən geniş tətbiq edən mərkəz kimi dünyada tanınıb [52].

Burada tədqiqatlar tezlik zondlama üsulu ilə aparılır. Elektrik sahəsinin mənbəyi kimi MQD- generator istifadə olunur.

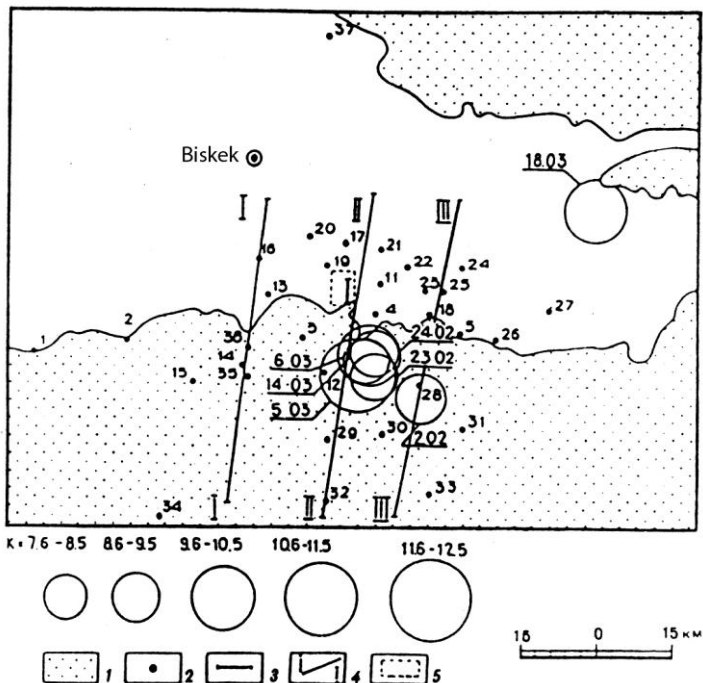
Misal üçün bu poliqonda 1989-cu ilin fevral-mart aylarında baş vermiş və ən güclüsü martın 5-nə təsadüf etmiş bir neçə zəlzələyə baxaq.

Elektrik mənbəyinin cərəyan şiddətinin çox güclü olması 60 km məsafədən siqnalı qəbul etməyə imkan verdi ki, bu da 10-20 km dərinliyə qədər zondlamağa imkan verirdi.

Martın 5-də baş vermiş zəlzələnin hiposentri 6 km dərinlikdə yerləşdiyindən ocaq zonası zondlama ilə tam əhatə olunmuşdur. Zondlama sahənin təşəkkül tapması üsulu ilə həyata keçirilirdi.

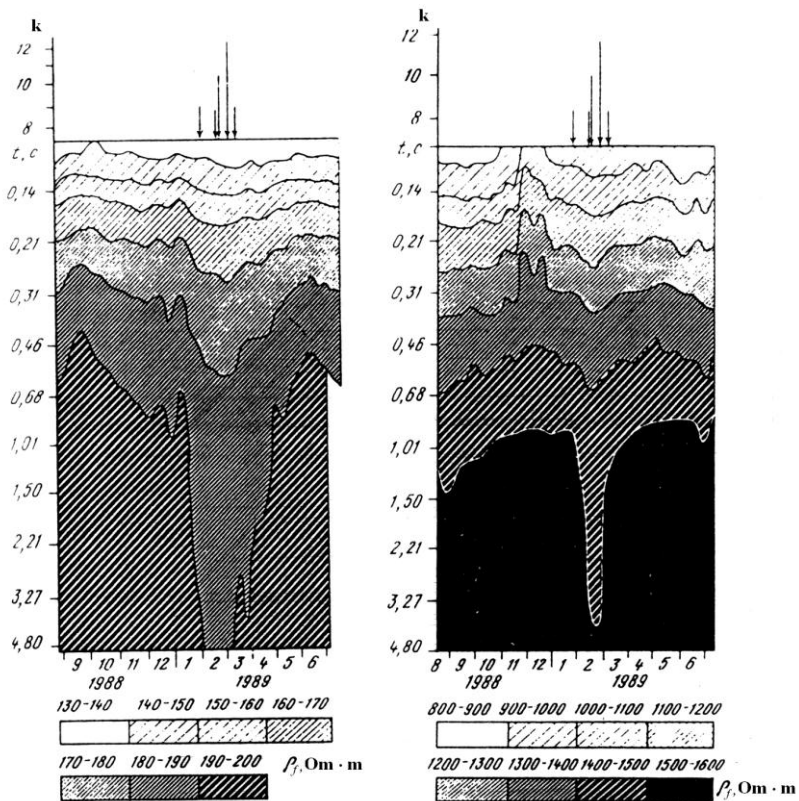
Müşahidələr nəticəsində müəyyən olundu ki, episentrdən 20 km şimalda (şək.24,25,26) və 15 km cənubda yerləşən stansiyalarda yanvardan başlayaraq dərin qatların elektrik müqavimətlərinin azalması baş verib [53].

Onlar öz minimumuna zəlzələ zamanı çatıblar. Qeyd etmək lazımdır ki bu anomaliyalar Yer səthinə yaxın zonalarda müşahidə olunmayıb.



Şəkil 24. Bişkek şəhəri yaxınlığında yerləşən İVTAN proqnostik poliqonun xəritəsi.

1. Qaya süxurların çıxışları; 2- geoelektrik müşahidə məntəqələri; 3- qidalandırıcı dipol; 4 geoelektrik kəsilişlərin sxemi; 5- lazernən uzaqlığı ölçmə poliqonu; müxtəlif ölçülü dairələrlə 1989-cu il mart –fevral aylarında baş vermiş zəlzələlərin episentrləri işarənmişlər [52].



Şəkil 25. 5 mart 1989-cu ildə baş vermiş zəlzələ qabağı elektrik müqaviməti  $\rho_f$  xəbərvericisinin 19 nömrəli məntəqədə inkişafı ( $K=12,6$ ).

Şəkil 26. Elektrik müqaviməti xəbərvericisinin 29 nömrəli müşahidə məntəqəsində inkişafı.



Ordinat oxunda elektrik impulsun stabilləşmə vaxtı qeyd olunmuşdur. Bu vaxt layların yatma dərinliklərinə mütənasibdir. Layların fərz olunan xüsusi müqaviməti  $\rho_f$  şkalasında verilmişdir[52].

Bu onu göstərir ki, alınan nəticələrə meteoroloji faktorların maneəedicisi təsiri istisna olunur.

Müşahidə məntəqələrindən alınan məlumatların analizi 3 anomal zonalardan mövcudluğunu göstərdi. Onların uzunluğu 40 km, eni və dərinliyi 10~km-ə bərabər idi (şək.24).

Mərkəz anomal zona (2) episentri əhatə edir və o birilərdən fərqli olaraq elektrik müqavimətinin artması ilə səciyyələnirdi. Əlavə məlumatların analizi göstərdi ki, 1988-ci ildən mərkəz anomaliya ərazisində su mənbələrinin debitinin artması, o biri iki anomal zonalarda (1,3 şək.24) isə əksinə azalması müşahidə olunub.

Nəticədə belə qənaətə gəldi ki, müşahidə olunan anomaliyalar tektonik faktorlarla əlaqədardır və 1989-cu ilin fevral-mart arası baş verən zəlzələlərin xəbərvericisi kimi səciyyələnmə bilirlər. Orta (2) və yan (1,3) anomaliyaların əks işarəli olması isə episentral zonanın sıxılmaya, o biri zonalardan isə (1 və 3) genişlənməyə məruz qalması ilə izah olunur. Qeyd etmək lazımdır ki, zəlzələdən 20-30 gün öncə başqa xəbərvericilərin də (suyun debiti, temperaturu, kimyəvi tərkibi

və s.) sıçrayışvari (15-60%) dəyişməsi və 1989-cu ilin mart-aprel aylarında, yəni zəlzələdən sonra sistemin ilkin vəziyyətinə qayıtması müşahidə olunmuşdur.

Baxdığımız hadisə episentrin sıx müşahidə şəbəkəsi sahəsində yerləşdiyindən unikaldir.

Praktikada adətən episentral zonanı müşahidə məntəqələri ilə əhatə etmək olmur.

*Elektrotellurik* xəbərvericilərin ilk sistematik axtarışı məqsədi ilə işlər 1960-cı illərdə Kamçatkada başlanıb [54,55,56]. Uzun illər aparılan müşahidələr nəticəsində onların aşağıdakı xassələri müəyyən edilmişdir.

1. Elektrotellurik sahəsinin səviyyəsinin anomal dəyişməsi  $M \geq 5$  olan zəlzələdən 1-2 həftə öncə başlayır və körfəzvari formaya malik olur.

2. Zəlzələ anomaliyanın ya maksimumunda, ya da ənən hissəsində baş verir.

3. Anomaliyalar zəlzələ anına zəif reaksiya verirlər və bir qayda olaraq zəlzələdən sonra tədricən elektrotellurik sahənin səviyyəsinin bərpası müşahidə olunur.

4. Güclü zəlzələlərə daha uzunmüddətli anomaliyalar xasdır.

5.  $M \geq 6$  olan zəlzələ zamanı anomaliyalar episentrdən 150 km aralı yeləşən məntəqələrdə müşahidə olunurlar.

6. Bir-birindən 100 km məsafədə yerləşən müşahidə məntəqələrində elektrotellurik sahənin zəlzələqabağı anomaliyası vaxtla bir neçə sutka sürüşmüş ola bilər.

Ümumiyyətlə, elektrotellurik xəbərvericilərin mənsəyi tam araşdırılmayıb. Onların (anomaliyaların) qiyməti mV-larla ölçülür və ümumi fondan az fərqləndiyindən proqnoz məsələləri üçün effektiv istifadəsi başqa üsullarla kompleksləşdirilməsini tələb edir.

*Geomaqnit* xəbərvericilərin axtarışına mütəxəssislər böyük diqqət yönəldirlər. Bu yalnız dəqiq proton maqnitometrlərin yaranmasından sonra mümkün olmuşdur.

Onların mənsəyindən iki geniş yayılmış mülahizə irəli sürülür. Birinə görə geomaqnit anomaliyalar elektrokinetik hadisələrlə, o birinə görə isə pyezomaqnetizm ilə əlaqədardır. Bunlar müvafiq olaraq qalın çökmə süxurlar [57] və ferro maqnit tərkibli intruziv süxurlar [58].

inkişaf etmiş zonalarda özlərini büruzə verə bilərlər.

Aparılan tədqiqatlar nəticəsində məlum oldu ki, zəlzələlərin geomaqnit xəbərvericilərini müəyyən etmək və onların fiziki mənsəyindən fikir irəli sürmək üçün onları

hidrodinamik, deformasiya və elektrometrik ölçmələrlə kompleksləşdirmək lazımdır.

*Radiodalğalar* diapazonunda elektromaqnit şüalanma sahəsində də xəbərvericilərin axtarışı ilə əlaqədar müşahidələr aparılır.

Adətən ensiz (dar) radiokanalda elektromaqnit impulsların sayını qeyd etməklə kifayətlənilir [59,60]. Bəzi hallarda mənbəyin pelenqasiyası və impulsun forması tədqiq edilmişdir [61,62]. Nəticədə aşağıdakılar müəyyən olunmuşdur:

1. Bəzən zəlzələdən bir neçə gün və ya saat öncə elektromaqnit impulsların anomal variasiyalarının mövcudluğu inkar edilməz faktır.

2. Çox zaman müşahidələr bir məntəqədə aparıldığından mənbəyin yerini təyin etmək mümkün olmur.

3. EMİ proqnoz məsələlərinə tətbiqi yalnız ocağın yerini və EMİ anomaliyasının mənşəyini müəyyən edə biləcək üsullarla birlikdə mümkün ola bilər.

#### **3.2.4. Hidrogeodinamik (HGD) xəbərvericilər.**

Seysmik xəbərvericilər istisna olmaqla zəlzələnin ən çoxsaylı və etibarlı xəbərvericilərindən yeraltı suların

səviyyələrinin ölçülməsini qeyd etmək olar. Bunun iki səbəbi var.

I -quyu çox həssas həcmi deformometr olaraq geoloji mühitin gənginlikli deformasiya vəziyyətinin dəyişməsinə əks etdirir.

II-yalnız hidrogeologiyada uzunmüddətli və çoxsaylı quyu ölçmələri toplanmışdır.

Misal üçün Çində [47] hal-hazırda 3000 nöqətdə və 300 xüsusi avadanlıqla təchiz olunmuş quyularda gündəlik müşahidələr aparılır.

Qeyd etmək lazımdır ki, yeraltı suların səviyyəsinin dəyişməsi yalnız zəlzələqabağı deformasiyalarla deyil, eyni zamanda fonu təşkil edən yer qabarma nəticəsində yaranan deformasiyalardan, barometrik təzyiqdən, meteoroloji şəraitdən və mövsümdən də asılıdır.

Qısa olaraq quyularda su səviyyəsinin, Yer qabığının üst hissəsinin gərginlik vəziyyətindən asılı dəyişməsinin nəzəri aspektlərinə baxaq [63].

Əgər quyu su keçirməyən laylarla əhatə olmuş sulu qatı kəsirsə, orada həcmi deformasiyadan  $\Delta \varepsilon$  asılı suyun təzyiqinin dəyişməsi  $\Delta p$  (30) düsturla müəyyən edilir:

$$\Delta p = (-2GB/3)[(1+\nu)/(1-2\nu)] \Delta \varepsilon, \quad (30)$$

burada  $G$ - sürüşmə moduludur,  $\nu$ - Puasson əmsalı,  $B$ - Kempton əmsalıdır,  $\Delta \varepsilon$ - qabarma deformasiyasıdır. (30) düstur vasitəsi ilə Yer qabarmasından quyu ətrafında yaranan həcmi deformasiyanın təsiri nəticəsində quyuda suyun səviyyəsinin dəyişməsinə ( $\Delta h$ ) qiymətləndirmək mümkündür. Əgər  $\Delta \varepsilon = 10^{-8}$ ,  $G=310^5$  kq/sm<sup>2</sup>,  $B=0,8$ ,  $\nu=0,3$  götürsək suyun səviyyəsinin 0,5 sm dəyişməsinə gözləmək olar. Real şəraitdə isə spesifik hidrogeoloji şəraitdən asılı olaraq bu rəqəm daha geniş intervalda dəyişir. Quyudakı su sütunu eyni zamanda barometrik ( $\Delta b$ ) təzyiqin dəyişməsindən də asılıdır.

Bu asılılıq sulu, izolya olunmuş lay halı üçün aşağıdakı düsturla müəyyən olunur.

$$\Delta h = - (1 / \rho g) [1 - (B/3)(1 + \nu)(1 - \nu)] \Delta b , \quad (31)$$

burada  $\rho$  mayenin sıxlığı,  $g$ - ağırlıq qüvvəsinin təcili,  $\Delta h$ - su səviyyəsinin dəyişməsidir.

Barometrik təzyiqin hər  $10^{-3}$  kq/sm<sup>2</sup> dəyişməsi  $\Delta h$ - in təqribən 0,5 sm dəyişməsinə səbəb ola bilər. Açıq hidrostatik sistemdə isə bu effekt bir neçə dəfə azalır.

C.Brenderhoftun [65] həyata keçirdiyi tədqiqatlar nəticəsində müəyyən olunub ki, iri yeraltı su hövzəsi halında  $\Delta h$  quyunun diametrindən praktiki olaraq asılı deyil.

Müşahidə quyularının dərinliyi ( $H$ ) artdıqca onların həssaslığının da artması müəyyən edilib. Başqa sözlə,  $H$ -la  $\Delta h$  arasında düz mütənasib asılılıq mövcuddur. Lakin bu asılılıq yalnız keyfiyyət xarakteri daşıyır.

HGD xəbərvericilərə aid iki misala baxaq [66]. Yaponiyanın İzu yarımadasında müşahidələr 1976-cı ildən bir neçə quyuda eyni metodika ilə aparılırdı. Onlar həssaslığı 1 mm olan xüsusi səviyyə ölçən cihazla təchiz olunmuşlar. Eyni zamanda suyun temperaturu və barometrik təzyiq də ölçülürdü (22).

14 yanvar 1978-ci ildə baş vermiş və  $M=7$  İzu - Osima zəlzələsindən bir həftə öncə  $\Delta h$  -in bütün quyularda anomal dəyişməsi qeyd olunmuşdur.

Anomaliyaların amplitudasının episentral məsafədən ( $R$ ) asılılığı müşahidə olunmurdu. Belə ki, ən intensiv anomaliya episentrdən 110 km məsafəsində yerləşən quyuda qeyd olunub.

Zəlzələ quraqlıq vaxtı baş verdiyindən uzunmüddətli mövsüm variasiyalar fonunda bu qısa vaxtlı anomaliyalar asanlıqla seçilirdi.

Zəlzələdən sonra quyuların əksəriyyətində anomaliyalar itmişdir.

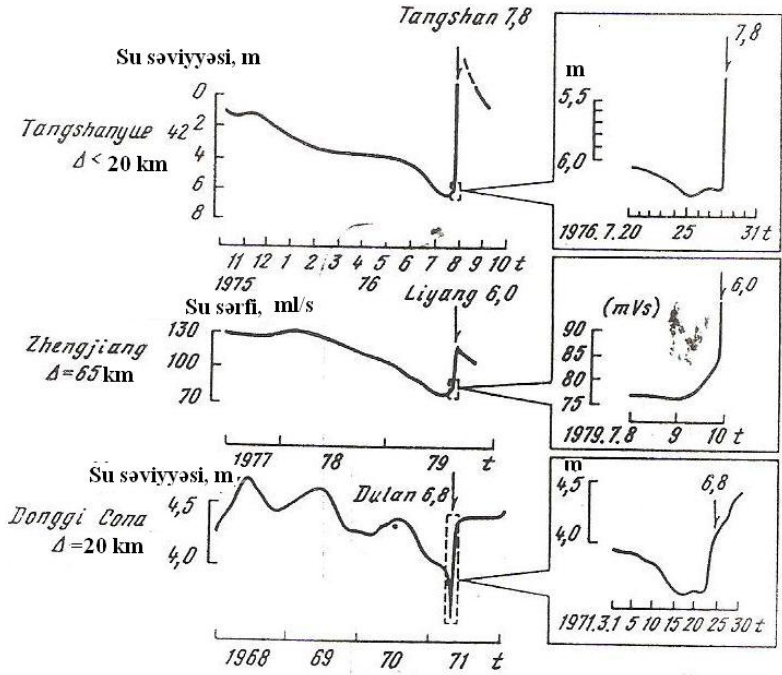
Maraqlı odur ki, baxdığımız rayonda 1980-ci il 29 iyunda  $M=6,7$  olan bir zəlzələ də baş vermişdi. Lakin zəlzələ yağmurlu vaxt baş verdiyindən qeyd olunan anomaliyaların birmənalı yozumu çətinləşdirmişdir. Hələ yağışdan öncə 20 quyuda  $\Delta h$  anomal dəyişməsi qeydə alındığından onların (anomaliyaların) xəbərverici olduqları qəbul edilmişdir.

Birinci zəlzələdəki kimi burada da anomaliyalarının amplitudlarının episentral məsafədən 15-20 km radiusunda asılı olmadığı müəyyən edilmişdir. Bu da anomaliyaların mənbəyinin iri ölçülü olduğunu göstərirdi.

Çin və bir sıra ölkələrdə aparılan müşahidələrin təhlili episentral zonalarda hidrogeodinamik xəbərvericilərin özünü bürüzə vermə ardıcılığının ümumiləşdirilmiş variantını müəyyən etməyə imkan vermişdir.

Güclü zəlzələdən bir neçə il öncə tədricən artan su səviyyəsinin ( $\Delta h$ ) sürətlə azalması müşahidə olunur. Əsas təkana bir neçə gün və saat qalmış  $\Delta h$ -ın kəskin sürətlə artması baş verir. Bu tip dəyişmələr su mənbələrinin debitində də özünü bürüzə verir (şək.27).



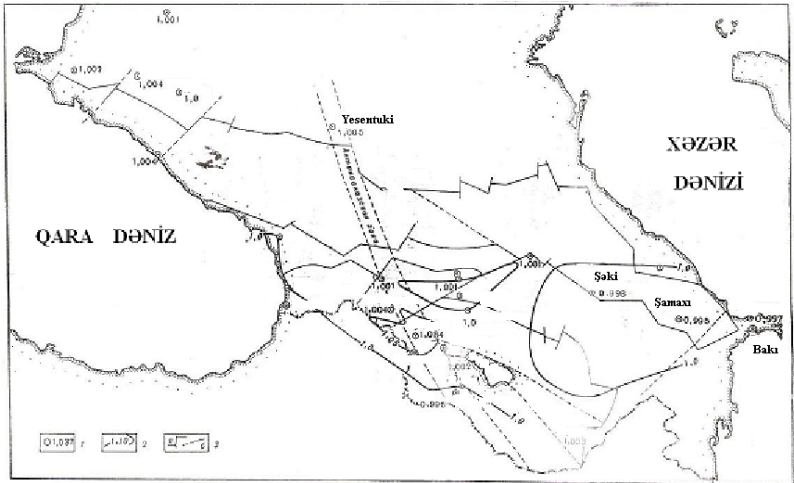


Şəkil 27. Çində baş vermiş bir sıra güclü zəlzələlərdən öncə qeydə alınmış hidrogeodinamik xəbərvericilərin xarakter formaları [47].

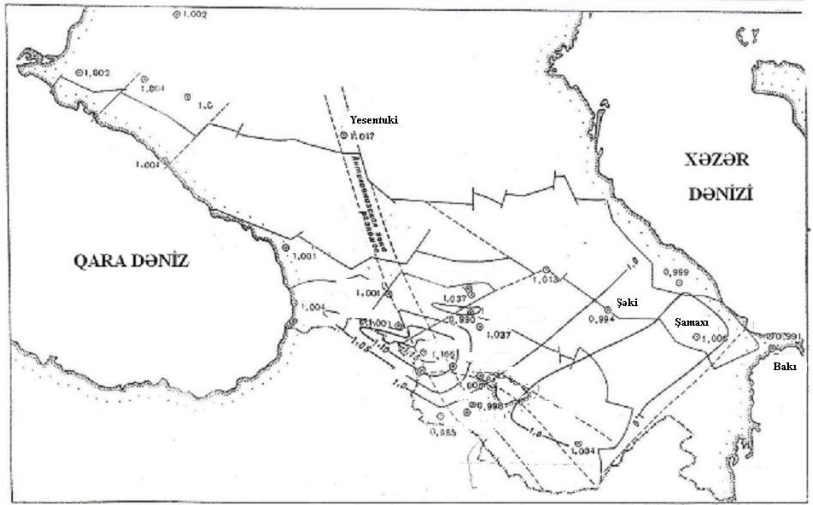
Şəkildə Çində baş vermiş üç güclü zəlzələdən öncə müşahidə olunmuş yeraltı suların səviyyəsinin və su axınının sürətinin (suyun debitinin) fluktuasiyaları göstərilmişdir. Oxşar xəbərverici Aşxabad yaxınlığında da müşahidə olunmuşdur [67] və 1978 il  $M=7,7$  baş vermiş zəlzələnin uğurlu proqnozunun əsas səbəbi olmuşdur.

HGD xəbərvericilərin məkan xüsusiyyətlərinə baxaq. 7 dekabr 1988-ci ildə baş vermiş katastrifik Spitak zəlzələsini misal götürək. O zaman Qafqazda dərinliyi 0,2-3 km-ə qədər olan 26 quyudan ibarət şəbəkə mövcud idi. Yeraltı suların səviyyələrinin dəyişməsinin müşahidəsi əsasında süxurların həcmi deformasiyasının dəyişməsini xarakterizə edən əmsallar hesablandı. HGD sahənin müşahidəsi qısamüddətli (az yaşayan) deformasiya strukturlarının mövcudluğunu, inkişaf tempini və miqyasını qiymətləndirməyə imkan verdi.

Spitak zəlzələsi dövründə tərtib edilmiş HGD sahəsi xəritəsinin təhlili göstərdi ki, 1988-ci ilin avqustundan başlayaraq zəlzələ rayonunda genişlənmə strukturunun əmələgəlmə tendensiyası müşahidə olunub (şək.28,29).



Şəkil 28. Spitak zəlzələsi ərazisində hidrogeodinamik xəbərvericinin inkişafının başlanğıc mərhələsi. 1-HGD sahənin quyru müşahidələri; 2- HGD sahənin izoxəttləri; 3- müəyyən olunmuş (a) və güman olunan (b) yarılmalar [79].



Şəkil 29. Spitak zəlzələsindən 7 sutka öncə hidrogeodinamik sahənin müşahidəsi nəticəsində müəyyən edilmiş nisbi genişlənmə (dartılma) oblastının strukturu [79].

Bu struktur ölçülərinin böyüməsi və deformatsiyanın artması ilə səciyyələnirdi. Artıq 1988-ci ilin dekabrın 1-də bu zonanın uzunluğu 400 km, eni- 150 km idi.

Suyun səviyyəsinin azalması ilə səciyyələnən bu zonanın mərkəzi baş verəcək zəlzələnin episentral zonası ilə üst-üstə düşürdü.

Anomaliyanın intensivliyinin və bu genişlənmə strukturun ölçülərinin maksimumu zəlzələyə 11 saat qalmış təsadüf edilirdi. Təkanə 40 dəqiqə qalmış anomaliyanın azalması ilə müşahidə olundu.

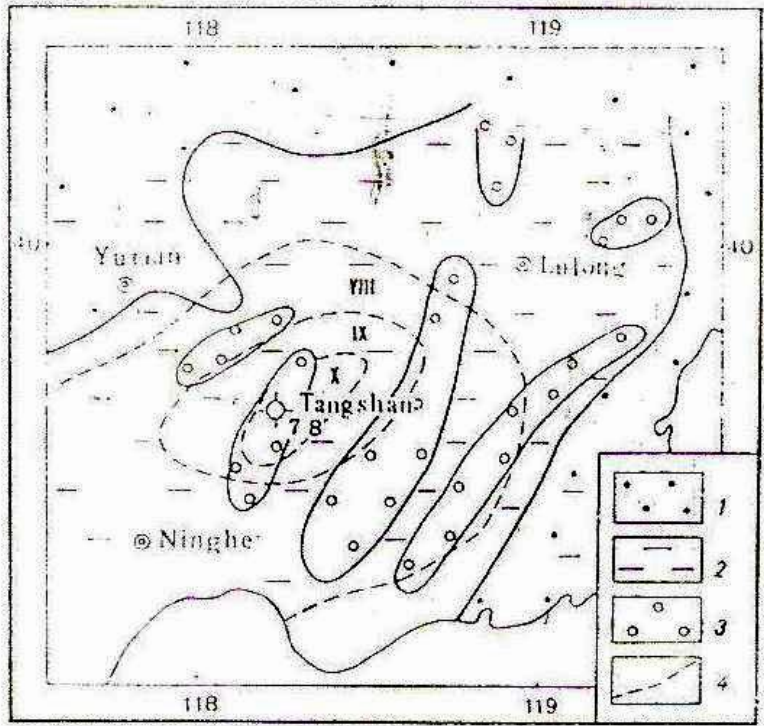
Spitak zəlzələsinin bir neçə təkanından sonra amplitudası 2 m və uzunluğu 35 km-ə bərabər olan yarılmə əmələ gəldi. Onun istiqaməti HGD sahəsinin anomaliyasının oxu ilə üst-üstə düşürdü. Bu genişlənmə strukturunun sahəsi və intensivliyi zəlzələdən sonra az dəyişdi.

Yalnız martın 30-da episentral zonada baş vermiş güclü aftershokdan sonra anomaliyanın intensivliyi tədricən azalmağa başladı.

HGD sahəsinin zəlzələqabağı anomal dəyişməsi müxtəlif formalarda ola bilər.

Misal kimi Çində zəlzələdən bir neçə gün öncə HGD anomaliyanın sərhəddinin episentrə doğru miqrasiyası qeydə alınmışdır. Şək.30-da Tanşan zəlzələsi sahəsinin sxemi

verilmişdir. Burada müvafiq olaraq əsas təkandan 3-5 gün, 1-2 gün və 16 saat öncə xəbərvericinin inkişafı göstərilmişdir. Xəbərvericinin orta sürəti 10 km/sutka təşkil edirdi, əhatə etdiyi ərazinin xətti ölçüləri isə 200 km böyük idi.



Şəkil 30. Tansan zəlzələsinin episentrinə doğru hidrogeodinamik xəbərvericisinin miqراسiyasının nümunəsi. Anomal zona – 1- 3-5 gün zəlzələdən öncə; 2- 1-2 gün; 3- 16 saat; 4- izoseystlər [47].

Çox müddətli müşahidələr nəticəsində HGD xəbərvericilərinin zəlzələnin orta- və qısamüddətli proqnozunda effektivliyi açıq aşkardır. Bu şəkl.27-30 təstiqlənir. Hətta onların vasitəsi ilə bəzən zəlzələnin yerini və vaxtını da təyin etmək mümkündür. Lakin proqnoz təcrübəsinin və alınan məlumatların bir mərkəzə ötürmə və onların operativ təhlili texnikasının olmaması bunu etməyə imkan vermir.

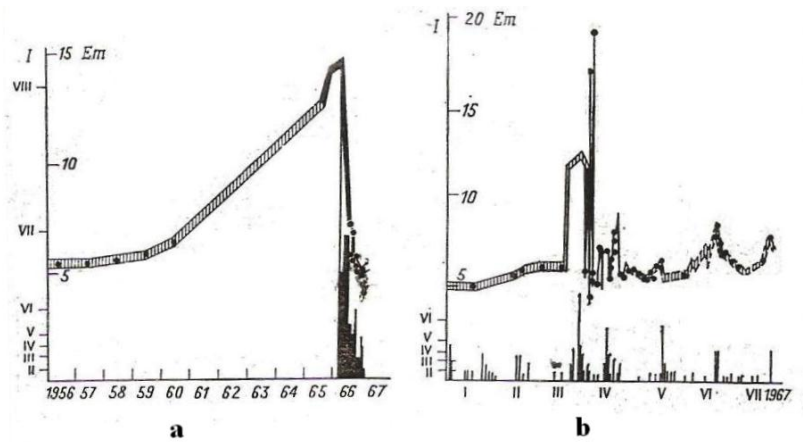
### **3.2.5.Geokimyəvi xəbərvericilər.**

Müxtəlif *geokimyəvi* xəbərvericilərin sistematik və çoxmüddətli müşahidələri Daşkənd proqnoz poliqonunda daha geniş həyata keçirilmişdir. Özbəy alimləri V.Ulomovun və B.Mavaşevin [68] bu istiqamətdə apardıqları pioner tədqiqatlarından sonra geokimyəvi xəbərvericilərə maraq artmışdır. Onların müşahidələri nəticəsində 1961-1965 illərdə Daşkənd hövzəsində termal mineral sularında yarımparçalanma vaxtı 3,5 sutka olan radon qazının miqdarının təxminən üç dəfə artması müəyyən edilmişdir (şəkl.31a). Bu anomaliya 6 ay ərzində 25 aprel 1966 ildə baş vermiş və  $M=5,1$  olan zəlzələyə qədər davam etmişdir. Əsas təkəndən sonra radonun konsentrasiyası tədricən ilkin səviyyəyə yaxınlaşmışdır.

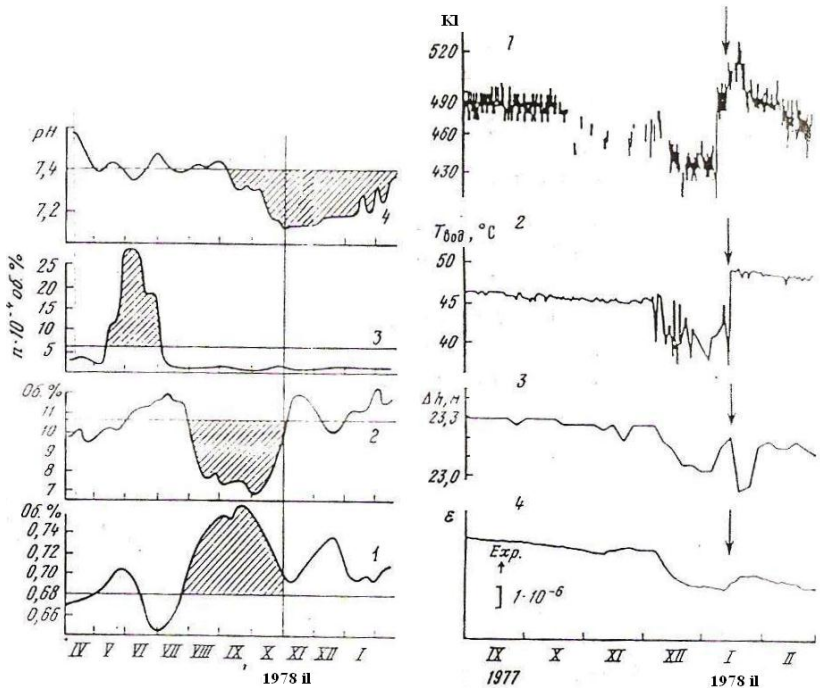


Daşkənd zəlzələsinin aftershoklarının təhlili nəticəsində radonun konsentrasiyasının bir sıra proqnostik xarakterli anomal dəyişməsi müəyyən edilmişdir (şək.31b). Alınan nəticələr Şols tərəfindən zəlzələ proqnozunun nəzəriyyəsinə aid işlərdə istifadə edilmişdir [69].

Başqa geofiziki xəbərvericiləri cəlb etməklə 1978-ci ilin noyabrın 1-də baş vermiş və  $M=7$  olan Alay zəlzələsinin vaxtını və yerini proqnozlaşdırmaq mümkün olmuşdur. Qeyd etmək lazımdır ki, geokimyəvi müşahidə deyəndə yeraltı suların kimyəvi tərkibi, quyular vasitəsi ilə helium, radon, hidrogen, karbon və s. qazların miqdarının ölçülməsi nəzərdə tutulur. Şəkil 32-də Alay zəlzələsindən öncə heliumun, karbon qazının və hidrogenin anomal səviyyəsi göstərilmişdir. Şəkildən görüldüyü kimi müxtəlif komponentlərin anomaliyaları özlərini sinxron bürüzə vermirlər.



Şəkil 31. 1966-cı ildə Daşkənd zəlzələsinin əsas təkanı (a) və aftərşoklar zamanı dərin quyuların mineral sularında radonun emissiyasının ( $E_m$ ) dəyişməsi [34].



Şəkil 32. Alay zəlzələri zamanı heliumun (1), karbon qazının (2), hidrogenin (3), turşuluğun (4) konstruksiyasının anomal dəyişməsi [80].

Şəkil 33. Yaponiyada 14 yanvar 1978-ci il,  $M=7$  olan zəlzələdən öncə episentrdən 25-50 km məsafədə yerləşən quyularda müşahidə olunan bir sıra proqnostik parametrlərin anomal dəyişməsinin nümunələri. 1- radonun miqdarının; 2,3 – temperaturun (2) və yeraltı suların səviyyəsinin (3) 4 – həcmi deformasiyanın variasiyaları [71].

Bu da həmin elementlərin deformasiyaya uğrayan sükurlarda müxtəlif formada səciyyələnməsi ilə izah olunur.

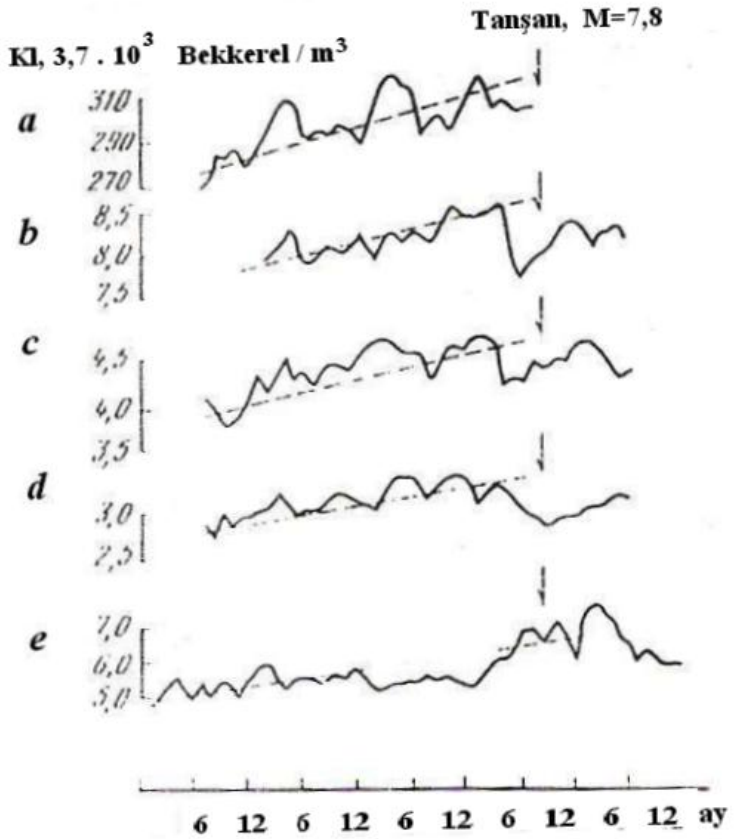
Axırıncı deyilənlər zəlzələnin iri miqyaslı eksperimental modelləşdirmə işləri nəticəsində (Varşal tərəfindən) öz təsdiqini tapmışdır [70].

Hal-hazırda geokimyəvi xəbərvericilərin geniş tətbiqi Yaponiyada aparılır.

İzu yarımadası yaxınlığında Sakit okeanda baş vermiş və  $M=7$  olan zəlzələ zamanı öncədən yeraltı sulara radonun miqdarının anomaliyası, zəlzələyə 40 sutka qalmış isə bütün xəbərvericilərin anomaliyalarının sinxron əmələ gəlməsi müşahidə olundu (şək.33) [71].

Son zamanlar Çində də geokimyəvi xəbərvericilərin geniş tətbiqi aparılır. Tanşan katastrofik zəlzələsindən öncə müxtəlif müşahidə məntəqələrində radonun anomaliyalarının sinxron qeydə alınması müvəffəqiyyət sayıla bilər (şək.34) [72].

Çinin Tacikistanla sərhəddində 16 dekabr 1983-cü ildə  $M=6,1$  zəlzələ Leninabad şəhərində (episentrdən 350 km aralı) 2,5-3,0 balla qeydə alınmışdır. Bu zəlzələ Yer səthinə yaxın layların atmosferində radonun tədricən azalması fonunda baş vermişdir və 1,5 sutka zəlzələdən öncə radon qazının kəskin artması qeydə alınmışdır.



Şəkil 34. Tanşan katastrofik zəlzələdən öncə quyular sistemində (a-c)radonun miqdarının sinxron dəyişməsinin nümunələri [72].

Geokimyəvi üsul ilə zəlzələnin proqnozlaşdırılmasının çatışmayan cəhətləri bu xəbərvericilərin deformasiya sahəsinə olan effektiv həssaslığının təyin olunmaması və bu anomaliyaları yaradan sahənin ölçülərinin təyin olunmamasıdır.

Ona görə geokimyəvi xəbərvericiləri başqa üsullar ilə, xüsusən, HGD və deformasiya üsulları ilə əlavə metod kimi istifadəsi məqsədə uyğundur.

### **3.3 Xəbərvericilərin özünü bürüzə vermə qanunauyğunluqları**

Xəbərvericilərin özünü bürüzə vermə qanunauyğunluğunu öyrənmək məqsədi ilə bir sıra alimlər tərəfindən müxtəlif xəbərvericilər haqda dərc olunmuş məlumatlar ümumiləşdirilmişdir.

Əsasən anomaliyanın müddətinin ( $\Delta T$ ), yəni zəlzələni qabaqlayan vaxtın və onun amplitudasının ( $A$ ) baş verəcək zəlzələnin maqnitudası ( $M$ )-dən və episentral məsafə ( $R$ )-dən asılılığı tədqiq edilmişdir.

Yapon alimi T.Rikitaki [73] müvafiq statistik analiz yerinə yetirərək xəbərvericiləri üç növə (sinifə) ayırır: 1-orta müddətli, burada  $\Delta T$  və  $M$  arasında açıq aşkar əlaqə mövcutdur; 2-qısa müddətli, burada xəbərvericilərin özünü

bürüzə vermə vaxtı maqnituddan asılı dəyişmir; 3-M-dən asılı olmayaraq aralarında böyük fərq (uyğunsuzluq) olan xəbərvericiləri nəzərdə tutur.

I sinif xəbərvericilər üçün o aşağıdakı reqressiya tənliyini almışdır:

$$\lg \Delta T = a \cdot M - b, \quad (32)$$

burada:  $a=0,76$ ;  $b=-1,83$ ;  $\Delta T$ -sutka ilə verilib.

$M = 5 \div 7$  zəlzələlər üçün bu xəbərvericilərin özünü bürüzə vermə vaxtı bir neçə aydan bir neçə ilə bərabərdir.

I sinifə aid olan xəbərvericilər zəlzələdən bir neçə saat öncə özlərini bürüzə verirlər. Seysmik dalğaların sürətinin dəyişməsi, radonun suda miqdarının dəyişməsi və zəlzələnin təkrar olma qrafikinə mailliyi kimi xəbərvericilər yalnız I sinifə aid olunmuşlar. Elektrik müqaviməti, makroseysmiklik və yer səthinin deformasiyası hər iki sinifdə rast gəliniblər. Nəhayət forşoklar və yer səthinin mailliyi III sinifi təşkil edirdilər.

S. Zubkov tərəfindən [74] fon qiymətləri və ölçmələrin xətası məlum olan 1000-dən artıq xəbərvericilər tədqiq

olunmuşdur. Nəticədə xəbərvericilərin  $\Delta T$ -nin  $M$ -dən asılılığını əks etdirən aşağıdakı klassifikasiya verilmişdir.

### I sinif

#### Ortamüddətli (illər) xəbərvericilər

	a	b	r
1. Deformasiya və Yer qabığının hərəkəti	0,77-4,4	0,93	
2. Seysmik rejimin variasiyaları	0,77-4,55	0,81	
3. Geomaqnit sahə	0,74-4,3	0,95	
4. Seysmik dalğaların yayılmasının xarakteristikası	0,54-3,37	0,90	
5. Yeraltı sulara və qazlarda radonun miqdarı	0,4-2,37	0,90	
6. Elektrik müqaviməti	0,3-1,84	0,89	
7. Yeraltı suların səviyyəsi	0,34-2,21	0,94	
8. Yeraltı su mənbələrinin debiti, Orta Müddətli xəbərvericilər (aylar)			
9. Yeraltı suların səviyyəsi	0,24-2,47	0,88	
10. Yeraltı flüidlərin mənbələrinin debiti	0,075-1,45	0,74	
11. Tellurik cərəyanlar	0,18-2,5	0,91	



Göründüyü kimi yuxarıda sadalanan xəbərvericilərin korrelyasiya əmsalları (r) çox yüksəkdir və  $0,74 \div 0,96$  arasında dəyişir.

## II sinif

### Qısamüddətli (günlər saatlar) xəbərvericilər

1. Yeraltı suların səviyyəsi	0,14-2,75	0,42
2. Yeraltı sulara və qazlarda radonun miqdarı	0,20-3,20	0,59
3. Deformasiyalar	0,36-3,50	0,60
4. Forşokar	0,26-3,92	0,37
5. Atmosfer elektriki	0,33-4,74	0,62
6. Elektrik müqaviməti	0,14-4,40	0,39
7. Elektromaqnit şüalanma	0,10-2,72	0,56

Bu sinif xəbərvericilər üçün korrelyasiya əmsalı  $0,37 \div 0,62$  arasında dəyişir.

Bir sıra alimlər tərəfindən xəbərvericilər və ya xəbərvericilər qrupları üçün  $\Delta T$ , M, R, R\*, A və K arasında empirik düsturlar tapılmışdır. Bu məlumatların təhlili nəticəsində xəbərvericilər üç sinifə ayrılmışlar. 1-ci sinif xəbərvericilərin əsas əlamətləri aşağıda göstərilmişdir.

1. M və  $\lg \Delta T$  arasında düz mütənəsb asılılığın mövcudluğu:

$$M = a \cdot \lg \Delta T + b, \quad (33)$$

burada a və b konstantadılar.

3.  $M$  və  $R^*$  (xəbərvericilərin ocağa nisbətən maksimal özünü büruzə vermə məsafəsi) arasında düz mütənəsb asılılığın mövcudluğu:

$$M=d \cdot \lg R^*+C, \quad (34)$$

burada  $d$  və  $c$  konstantadılar. (33) və (34) asılıqları göstərir ki, I sinif xəbərvericilər öncədən ocaqda əmələ gəlir və oradan yayılırlar. Bu tip xəbərvericilərdən zəlzələlərin yerinin və maqnitudasının proqnozunun əsasını təşkil edir.

Onların əsasını ortamüddətli xəbərvericilər təşkil edir.

$M$ ,  $R$  və  $\Delta T$  arasında korrelyasiya asılılığının müəyyən etmə cəhətləri aşağıdakı mütənəsbliyin tapılması ilə nəticələndi:

$$M=A \lg(T \cdot R^m)+B, \quad (35)$$

burada  $A$  və  $B$ -sabitlərdir və  $m=1$ . Beləliklə müşahidə məntəqəsi zəlzələ ocağından nə qədər uzaqda yerləşərsə, xəbərverici də həmən nöqtədə o qədər gec qeyd olunacaq, yəni xəbərvericinin yayılma cəphəsi ocaqdan başlayır.

II sinif xəbərvericilər aşağıdakı xüsusiyyətlərinə görə fərqlənilir.

1. (33)-cü düsturda  $\Delta T$  ilə  $R$  arasında hər hansı qanunauyğunluq müşahidə olunmur ( $m=0$ ) və ya xəbərvericilər periferiyadan ocağa doğru yayılırlar ( $m<0$ ).

2. Bir sıra hallarda güclü zəlzələdən öncə xəbərverici episentrdən 1000 km aralı məsafədə qeyd olunur. Bu da ocağın ölçülərindən qat-qat artıqdır.
  3. I sinif xəbərvericilərə nisbətən  $M$ - ilə  $\Delta T$  arasındakı əlaqə zəifdir.
  4. Xəbərvericilərin amplitudasının (anomaliyasının) sahə üzrə paylanması  $R$ -dən asılı olmayaraq şəbəkəvaridir.
- Sadalanan cəhətlər onu göstərir ki 11-ci sinifə aid olan xəbərvericilər (əsasən qısa müddətli) ocağın ölçülərindən qat-qat böyük ərazidə yaranır və ocağın formalaşması ilə əlaqəsi birbaşa deyil.

III sinif xəbərvericilər planetar xarakterlidirlər, gələcək zəlzələnin nə baş verəcək yeri ilə, nə də maqnitudası ilə əlaqələri müşahidə olunmur lakin özlərini zəlzələdən öncə çox qısa müddətdə (saat və daha az) büruzə verirlər.

Bunlar Yerin və onun nüvəsinin fırlanmasının anomaliyası, başqa planetlərin qravitasiya təsiri, günəş şüalanması, atmosfer proseslərin və s. təsiri nəticəsində əmələ gələ bilirlər.

Yuxarıda qeyd olunan üç tip xəbərvericilərin xüsusiyyətlərindən belə nəticəyə gəlmək olar ki, birinciləri (əsasən ortamüddətli) zəlzələnin yerinin, maqnitudasının və az dəqiqliklə vaxtının proqnozunda istifadə etmək mümkündür.

II sinif xəbərvericilər vasitəsi ilə daha dəqiq zəlzələnin vaxtını və az dəqiqliklə yerini proqnozlaşdırmaq mümkündür.

III sinif xəbərvericilərin yalnız qısamüddətli proqnozunda istifadəsi məqsədə uyğundur.

Buradan zəlzələnin proqnozunda müxtəlif tipli xəbərvericilərin kompleks istifadə olunması zəruridir.

## **IV Fəsil. Zəlzələ proqnozunun bəzi üsulları və strategiyası**

### **4.1.Zəlzələ proqnozunun bəzi üsulları**

Uzun müddətli müşahidələr və toplanmış faktiki məlumatların təhlili nəticəsində zəlzələ proqnozunun aşağıdakı sxemi qəbul olunmuşdur [6].

1. Konkret rayonda geotektonik şərait, müasir dövrdə Yer qabığının hərəkəti və tarixi seysmiklik haqda məlumatlar əsasında güclü zəlzələnin baş vermə ehtimalı qiymətləndirilir.

Bu mərhələdə böyük əhəmiyyət seysmikliyin tsikllərini nəzərə alaraq axırıncı güclü zəlzələdən keçən vaxta verilir. Nəticədə bir neçə 10 illərə bərabər uzunmüddətli proqnoz vermək mümkündür.

2. Ortamüddətli xəbərvericilərə aid məlumatlar təhlil edilir və onların məkan-zaman çərçivəsində paylanması müəyyən edilir. Ayrı-ayrı xəbərverici və ya kompleks xəbərvericilər üçün onların statistik vacibliyini («çəkisi») müəyyən edən kriterilərdən istifadə olunur.

Xəbərvericilərin parametri və zəlzələ arasında müəyyən olunmuş, əsasən empirik asılılıq əsasında gözlənilən güclü zəlzələnin yeri və maqnitudu qiymətləndirilir.

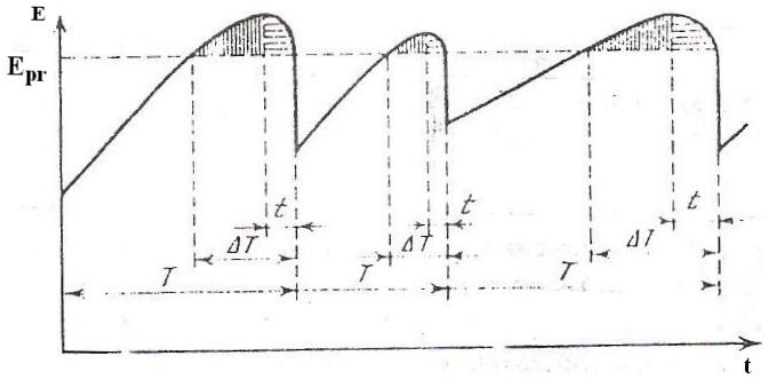
Bu mərhələdə, yəni ortamüddətli proqnoz dövründə təhlükəli vaxt bir neçə il və ya ay dəqiqliyi ilə müəyyən edilə bilər.

3. Qısamüddətli xəbərvericilərin müşahidələri təhlil edilir, onların ümumi fondan ayırma üsulları tətbiq edilir. Onların sayı və paylanma sahəsi müəyyən edilərək zəlzələnin baş vermə ehtimalı, vaxtı və maqnitudası qiymətləndirilir.

Hər hansı xəbərvericinin yaranma dövrünə və özünü bürüzə vermə formasına aid retrospektiv təcrübə əsasında zəlzələnin hazırlanma mərhələsi dəqiqləşdirilir və onun ehtimal olunan baş verəcək vaxtı müəyyən edilir.

4. Seysmik həyəcan haqda qərar qəbul edilir.

Yuxarıda verilən proqnozun mərhələləri şəkil 35-də daha aydın görünür.



Şəkil 35. Təkrar olunan zəlzələlər zamanı toplanmış elastik enerjinin dəyişməsi qrafiki.

$T$ - uzunmüddətli,  $\Delta T$  – ortamüddətli,  $t$ - qısamüddətli proqnozun intervalları,  $E_{pr}$  –xəbərvericilərin özünü bürüzə vermə vaxtıdır [6].

Burada hər hansı seysmoaktiv zonada vaxt funksiyasında ( $t$ ) elastik enerjinin ( $E$ ) toplanma və azadolma şərti qrafiki verilmişdir.

$E$  enerjisinin tektonik hərəkət zamanı toplandığını və zəlzələ zamanı azad olduğunu, seysmik tsiklin qanunauyğun baş verdiyini qəbul edək.

Bu zaman seymik tsiklin dövrü  $T$  (şək.35) öncə baş vermiş zəlzələnin enerjisindən asılı olacaq.  $T$ -ni müəyyən edib və tektonik gərginliyin toplanma sürətinə aid məlumatları, misal üçün geodeziya müşahidələrini cəlb edərək uzunmüddətli proqnozu həyata keçirmək mümkündür.

Laboratoriya modelləşdirmə işlərindən məlumdur ki, süxurlarda çatəmələgəlmə prosesi gərginliyin onun kritik (dağıdıcı) qiymətinin təqribən 50%-nə bərabər olduqda baş verir.

Eyni zamanda baş verən deformasiya və lokal səviyyədə gərginliyin azad olması  $E$  enerjisinin toplanma sürətinin azalması ilə nəticələnir. Bu mərhələdə orta müddətli xəbərvericilər özünü büruzə verir.

Öncə göstərdiyimiz kimi yaranma vaxtı və amplitudası zəlzələnin maqnitudası və episentral məsafə ilə empirik düsturlarla əlaqədirlər.



Məsələn buna görə ortamüddətli proqnozu  $\Delta T$  vaxt dövründə daha dəqiq həyata keçirmək mümkündür.

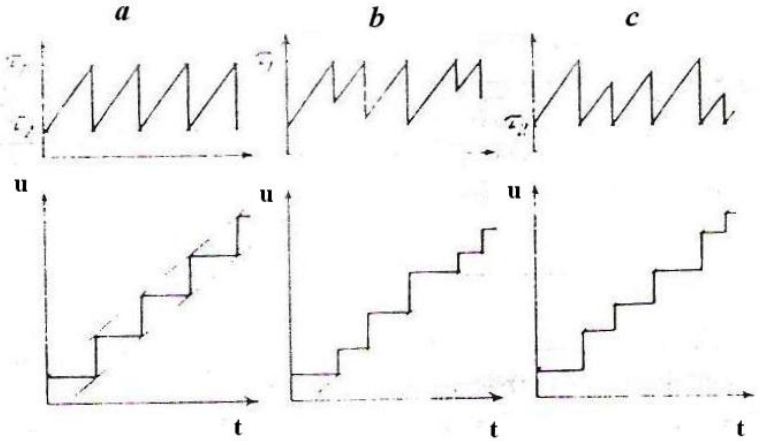
Qısa müddətli xəbərvericilər özlərini süxurların mexaniki qeyri-sabitlik ( $t$ ) mərhələsində bürüzə verirlər. Bu mərhələdə proses müstəqil, dönməz və öncə toplanmış enerjinin azalması fonunda gedir.

Yuxarıda deyilənlərdən görünür ki, qısamüddətli xəbərvericilər daha böyük ehtimalla zəlzələnin baş verəcək vaxtını təyin etməyə imkan verir. Lakin onun maqnitudasını və yerini müəyyən etməyə imkan vermir.

Uzunmüddətli proqnoza yanaşmanın bir nümunəsinə baxaq.

Yapon alimləri Şimazaki və Nakata [75] orada baş verən tarixi zəlzələlərin təhlili nəticəsində belə qənaətə gəldilər ki, güclü zəlzələdən sonra müşahidə olunan seysmik sükut dövrü həmin zəlzələ zamanı baş vermiş seysmik yerdəyişmənin qiymətinə proporsionaldır.

Onların təklif etdikləri modellər şəkl.(36)-da verilmişdir.



Şəkil 36. Zəlzələnin periodik yaranması (a), baş vermə vaxtının proqnozu (b), yarıma boyu yerdəyişmənin  $U$  (məqnitudun) proqnozu (c) modelinin sxematik təqvimini.

$\tau_1$   $\tau_2$  yarılmada müvafiq olaraq başlanğıc və qalıq gərginliklərdir [75].

Absis oxunda vaxt ( $t$ ), ordinatda isə seysmik yerdəyişmənin qiyməti ( $U$ ) verilmişdir.

Seysmoaktiv yarılmının eyni yerində zəlzələnin təkrar baş verməsinin sadə halında yarıma üzrə yerdəyişməni ( $U$ -nu) təxminən gərginliyin düşməsinin qiymətinə ( $\tau$ ) proporsional qəbul etmək olar.

Onda, əgər başlanğıc kritik gərginlik  $\tau_1$  və qalıq gərginlik  $\tau_2$  müstəqildilərsə, eyni  $U$ -lu (maqnitudo) zəlzələlər bərabər vaxt intervalında baş verəcəklər (şək.36a).

Əgər  $\tau_2$  zəlzələdən zəlzələyə dəyişir, lakin  $\tau_1$  sabitdirsə, onda şək.36b-də göstərilən hal baş verəcək. Bu zaman yalnız zəlzələnin vaxtını proqnoz etmək mümkündür, onun maqnitudasını isə yox. Məhz buna görə onu «vaxtın proqnozu modeli» adlandırırlar.

Əks halda isə, əgər gərginlik zəlzələ zamanı sabit  $\tau_2$  səviyyəsinə qədər azalarsa, lakin  $\tau_1$  kritik gərginlik dəyişərsə (şək.36c), onu «maqnitudun proqnozu modeli» adlandırırlar.

Araşdırdığımız məlumatlara əsasən proqnozlaşdırmanın aşağıdakı logikasını təklif etmək olar [6]. Bunun üçün ardıcıl olaraq dörd əsas məsələnin həlli tələb olunur.

1. Geotektonik şərait, Yer qabığının müasir hərəkəti və tarixi seysmiklik barəsində olan məlumatlar əsasında konkret rayonda seysmik təhlükənin dərəcəsi qiymətləndirilir.

Burada böyük əhəmiyyət həmin yerdə axırıncı zəlzələdən keçən müddətə verilir (seysmik tsiklin mərhələlərini və seysmik dəliklərin mövcudluğunu nəzərə alaraq). Yekunu- bir neçə onillik müddətini əhatə edən uzunmüddətli proqnoz olmalıdır.

2. Ortamüddətli xəbərvericilər haqqında olan məlumatların təhlili nəticəsində onların zaman və məkanda paylanması öyrənilir.

Onlar statistik üsullarla analiz edilir və bir qrup xəbərvericilərin parametrləri ilə zəlzələ arasında müəyyən edilmiş empirik əlaqələr əsasında gözlənilən zəlzələnin yeri və maqnitudası təyin edilir. Bu mərhələdə baş verəcək zəlzələnin vaxtının dəqiqliyi bir neçə il və ay ola bilər.

3. Kiçikmüddətli xəbərvericilər haqda məlumatlar təhlil edilir və onları fondan və maneəedicilərdən ayırmaq üçün xüsusi üsullar tətbiq edilir.

Xəbərvericilərin sayına və paylanma sahəsinə görə zəlzələnin başvermə ehtimalı, yeri və maqnitudu qiymətləndirilir.

Ayrı-ayrı xəbərvericilərin əmələ gəlmə vaxtı  $\Delta T$  və onların (anomaliyaların) forması haqda mövcud olan retrospektiv təcrübə əsasında pronozlaşdırılan zəlzələnin hazırlıq dövrü və ehtimal olunan vaxtı dəqiqləşdirilir

4. Seysmik həyəcan barədə qərar qəbul olunur. Bu qərar ekspertlərin rəyi, formalizə edilmiş kriteri və ya onların kombinasiyası nəticəsində qəbul oluna bilər.

Belə strategiyanın tətbiqi nəticəsində Çində real vaxt çərçivəsində bir neçə zəlzələnin proqnozunu vermək mümkün olmuşdur.

4 fevral 1975, Xayçenq,  $M=7,3$ ;

29 may 1976, Lonqlinq,  $M=7,4$

16 avqust 1974, Sonqpen,  $M=7,2$ ;

7 noyabr 1976, Yandjuan,  $M=6,7$ ;

16 may 1982, Qanzi,  $M=6,0$

Yaponiyada analoji strategiya ilə Tokio rayonunda baş verəcək zəlzələnin uğurlu pronozlaşdırılması nəzərdə tutulub [6].

Rusiyada proqnoz məqsədi ilə aşağıdakı işlər nəzərdə tutulub.

Dayaq seysmoloji stansiyalar (DSS) və lokal proqnostik şəbəkələr (LPS) yaratmaq.

DSS-lər zəlzələlər haqda operativ məlumatları vermək, Rusiya və ətrafyanı sahələrdə seysmoloji şəraitin qiymətləndirilməsi məqsədi ilə yaradılmalıdırlar.

LPŞ-lər güclü zəlzələnin uzunmüddətli proqnozu nəticəsində müəyyən edilən yerlərdə yaranmalıdır. Hər LPŞ seysmoproqnoz observatoriyasından (SPO) və 10-15 kompleks müşahidə məntəqələrindən (KMM) ibarət olmalıdır.

Müxtəlif ölkələrdə aparılan tədqiqatlar nəticəsində  $M=5,6,7$  zəlzələlərin proqnozu məqsədi ilə KMM arasında məsafə müvafiq olaraq 14, 50 və 100 km olması daha məqsədə uyğundur.

KMM-lər aşağıdakı avadanlıqla təchiz olunmalıdırlar.

Üç komponentli seysmometr; deformometr; mailliyi ölçən; atmosfer elektrikinin, elektrotellurik, elektromaqnit və geomaqnit sahələrin datçikləri (qəbulediciləri) ; quyularda suyun səviyyəsini, debitini, temperaturu ölçən cihazlar; yeraltı sulara radonun, heliumun və s. kimyəvi komponentlərin dəyişməsinə kontrol edən cihazlar, meteoroloji ölçmə aparıcı avadanlıqlar.

SPO-lar telemetrik kanallar vasitəsi ilə KMM-də toplanan məlumatları yığmalıdır.

LPŞ-eyni zamanda ətraf zonada geodeziya müşahidələrinin mərkəzi olur.

LPŞ-yə gələn məlumatlar işlənib və sıxıldıqdan sonra kosmik rabitə sistemi vasitəsi ilə regional və mərkəzi məlumat proqnoz mərkəzlərinə ötürülür.

#### **4.2. Baş verəcək zəlzələnin proqnozu qərarının bəzi aspektləri.**

Katastrofik zəlzələlərin proqnozunun ən vacib və məsuliyyətli mərhələsi proqnoz haqda qərar qəbul etməkdir. Ona görə ki, onun elmi əhəmiyyətindən başqa böyük sosial, iqtisadi və siyasi əhəmiyyəti var.

Yuxarıda qeyd etdiyimizə görə proqnoza iki növ yanaşma mövcuddur.

1 .Formalizə edilmiş; 2. Ekspertli;

Birinciyə misal olaraq ABŞ Parkfild rayonunda yerləşən San-Andreas yarılmasını göstərmək olar. Uzunmüddətli proqnoza görə burada  $M=6$  zəlzələ gözlənilir. Burada təhlükənin dərəcəsinə asılı olaraq xüsusi kompyuter proqramlarının istifadəsi nəticəsində dörd səviyyəli həyəcan signalı nəzərdə tutulub.

Yaponiyada  $M=8$  Tokio ətrafında gözlənilən zəlzələnin proqnozunda bu iki üsulun kombinasiyası nəzərdə tutulub.

Xəbərvericilər haqqında məlumat çoxsaylı müşahidə məntəqələrindən fasiləsiz Yaponiyanın meteoroloji agentliyinə

ötürülür və orada real vaxt çərçivəsində güclü kompyuterlərdə təhlil edilir. Bu proses növbətçi operatorlar tərəfindən sutka boyu kontrol edilir.

Müxtəlif xüsusi kriterilərə əsaslanaraq anomaliya qeydə alınarsa operator xüsusi mütəxəssisi təcili dəvət edir və təhlükə öz təsdiqini taparsa, zəncirvari üsul ilə məlumat proqnoz mərkəzinin rəhbərliyinə çatdırılır.

Sonuncu isə, öz növbəsində, 1-2 saat ərzində yüksək kvalifikasiyalı mütəxəssis seysmoloqları özündə cəmləşdirən ekspert şurasını toplayıb onların vasitəsi ilə aparılan analiz əsasında son qərar qəbul edib, Yaponiyanın Baş nazirinə çatdırılır.

Buna oxşar yanaşma Çində də tətbiq edilir.

Proqnoz qərarını qəbul edəndə nəzərə almaq lazımdır ki, özünü doğrultmamış proqnoz cəmiyyətə katastrofik zəlzələ kimi böyük sosial-iqtisadi ziyan gətirə bilər.

Ona görə Avropa Şurası egidası altında 1991-ci ilin oktyabrında Strasburqda keçirilən zəlzələnin proqnozuna aid beynəlxalq konfransda alim-seysmoloqların etika kodu qəbul edilmişdir. Oradan çıxarılışda belə deyilir; **“...Elm və cəmiyyətin münasibətində əgər etik normalar nəzərə alınmırsa, baş verəcək zəlzələ barəsində proqnoz dramatik nəticələrə səbəb ola bilər. Səhv məlumat sosial, psixoloji,**



**siyasi, iqtisadi zərərə və nəticədə panikaya, stressə, alimlərə və hökumətə inamsızlığa gətirə bilər.**

**Əgər tədqiqatlar alimi proqnoza gətirib çıxarırsa onun borcu:**

**a) Proqnoza gətirən nəticələri başqa alimlərlə müzakirə edib onun əsası olduğunu qiymətləndirməli.**

**b) Elmi və ya texniki müəssisənin rəhbərliyini məlumatlandırmaqlı.**

**Zəlzələnin proqnozu haqda məlumatı alim mətbuata və ya ictimaiyyətə yalnız müvafiq kanal vasitəsi ilə və yalnız öz səlahiyyəti çərçivəsində və ya hökumət tərəfindən həvalə olduqda çatdırma bilər. Alim-seysmoloq mövcud məlumatı çalışdığı ölkənin kompetent orqanlarına müvafiq kanallarla çatdırmalıdır”.**

Sonda qeyd etmək lazımdır ki, geoloji mühitin monitorinqi nəticəsində orta müddətli proqnozun hal-hazırda praktiki əhəmiyyəti var və cəmiyyətə xeyir gətirə bilər.

Qısamüddətli proqnozun etibarlılığı əlavə bilik və təcrübə əldə olduqda tədricən artacaq.

## Ədəbiyyat

1. Гусев АЛ., Мельникова ВЛ. Связи между магнитудами — среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. М 6, С. 55—63.
2. Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Тр. ИФЗ АН СССР. 1969. № 32 (199). С. 88—93.
3. Федотов СЛ. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука. 1972. 116 с.
4. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. 305 с.
5. Медведев С.В. Международная шкала сейсмической интенсивности // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука. 1968. С. 151—163.
6. Г.А. Соболев. Основы прогноза землетрясений. Москва, Недра, 1993 г., 313с.
7. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176 с.
8. Kostrov B.V., Shamita Das. Principles of earthquake source mechanics. Cambridge etc. Univ.press. 1988. 286 p.
9. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. 215 с.

10. Резниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976 . С. 9—27.
11. Шебалин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения //Вопр. инж. сейсмологии. 1971. Вып. 14. С. 50—78.
12. Kanamori H., Anderson D. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Bull. Seismol. Soc.Amer. 1975.Vol.65, N 5.P1073-1095
13. Thatcher W., Bonilla M.G., Earthquake fault slip estimation from geologic, geodetic and seismologic observations// Fault segmentation and control of rupture initiation and termination. Menlo Park (Calif.) 1989. P 386-399.
14. Scholz C.H. Sykes L.R. Aggarwall Y.P. Earthquake prediction: A physical basis // Science. 1973.
15. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.Л., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетресений//Физика очага землетрясения. М. Наука, 1975. С. 6—29.
16. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ ' < АН СССР. 1984. 188 с.

17. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1991. 219 с.
18. Brace W.F. Byerlee J.D. Stick slip as a mechanism for earthquakes // Science. 1966. Vol 153. P. 990-992.
19. Scholz C.H. The mechanism of earthquakes and faulting. Cambridge etc.: Cambridge Univ.Press. 1990. 439 p.
20. Stuart W.D. Forecast model for great earthquakes at the Nankai trough subduction zone.// Pageoph. 1988. Vol 126. P.619-642.
21. Николаевский В.Н. Дилатансия и теория очага землетрясения. Успехи механики. 1980. Т. 3. № 1. С. 71—101.
22. Калинин В.А., Родкин Л.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 157 с.
23. А.Л. Мамедов. Электрические свойства магматических пород при высоких термобарических параметрах. Баку, Политех – 2014. С.208.
24. Мамедов А.Л., Новрузов А.Г. Экспериментальные исследования роли физико-химических процессов в формировании глубокофокусной сейсмичности.

«Девятые геофизические чтения им. В.В.Федынского», 1-3 марта 2007, Москва, с.78-79.

25. Мамедов А.Л., Новрузов А.К., Пириев Р.Х. Экспериментальные исследования влияния физико-химических явлений на сейсмогенные процессы. Материалы 9-ой международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», Москва, 2011, с.114-118.

26. Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. 173 с.

27. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 262 с. 123.

28. Садовский МА., Болховитинов Л.Г.; Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.

29. Федотов СЛ. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования при долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука. 1968. С. 121—150.

30. Федотов СЛ. Реализация долгосрочного сейсмического прогноза для Тихоокеанской фокальной зоны у берегов Курило-Камчатской дуги на 1965—1970 гг. и уточненный прогноз на 1971—1975 гг. // Сейсмичность и

сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1971. С. 101—109.

31. Mogi K. Two kinds of seismic gaps // Pure and Appl. Geophysics. 1979. Vol. 117. P. 1172-1186.

32. Wyss M. Habermann R.E. Precursory seismic quiescence // Pageoph. 1988. Vol. 126. №2/4 P. 319-332.

33. Негматуллаев С.Х. Маломуд Л.С. Михайлова Р.С. и др. Исфара-Баткенское землетрясение 1977 г. и возможности оперативного прогноза // Прогноз землетрясений. 1982. № 1. С. 300—310.

34. Могои К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.

35. Earthquake cases in China (1966-1975) . Beijing. Seismol. press. 1990. 222 p. Ibid. (1976-1980.) 421 p.

36. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. 217 с.

37. Николаевский В.Н. Дилатансия и теория очага землетрясения // Успехи механики. - 1980. Т. 3. МН.С. 71—101.

38. Уломов В.И. Землетрясение в Армении: стихия и ответственность // Архитектура и стр. Узбекистана. 1989. № 12. С. 1—4.

39. Никонов А.А. Миграция сильных землетрясений вдоль крупнейших зон разломов Средней Азии // ДАН СССР. 1975. Т. 225. № 2. С. 306—309.
40. Невский М.В., Морозова Л.А., Журба МЛ. Эффект распространения длиннопериодных деформационных возмущений // Там же. 1987. Т. 296. №5. С. 1090—1094.
41. Невский М.В., Морозова Л.А., Фьюз Г.С. Длиннопериодные деформационные волны // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. С. 18—33.
42. Evison F.F. Generalized precusory swarm relationship // Programm. Abstr. Seismol. Soc.Jap.1980 №1. P. 25.
43. Evison F.F. Generalized precusory swarm hypothesis // J.Phys.Earth. 1982.Vol 30. P. 155-170.
44. Завьялов АЛ. Параметр концентрации сейсмогенных разрывов как предвестники сильных землетрясений Камчатки // Вулканология, сейсмология. 1986. №37 С. 58—71.
45. Sobolev G.A., Zavyalov A.D. Aproach to dynamic hazards map // XX General assembly IUGG: Program and abstr. Viena: IASPEI. 1991. P. 12.
46. Han Weibin, Xi Dunli. Studies of features of seismicity belts before strong eartquakes in Sichuan province and their

prediction efficiensies. Seismological Bureau of Sichuan Province. September. 1990 27 p.

47. A collection of papers international symposium on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing. Seismol. Press. 1984. P.867.

48. Thatcher W. Crustal deformation studies and earthquake prediction research. // Ibid. P.394-410.

49. Сидоров В А., Кузьмин Ю.О. Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмоактивных и асейсмичных | областей // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989.С. 33— 47.

50. Кузьмин Ю.О. Современна» геодинамика разломных зон осадочных бассейнов. Автореф. дис.д-ра. физ.-мат. наук. М.: 1990. 52 с.

51. Семенов. А.Н. Изменения отношения времен пробега поперечных и продольных волн перед сильными землетрясениями// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 4. С 72-77.

52. Трапезников ЮЛ., Волыхин А.М., Щелочное Г.Г. и др. О результатах режимных электрических наблюдений по схеме ДЗ на Фрунзенском прогностическом полигоне // Прогноз землетрясений. 1987. № 7. С. 103—107.



53. Трапезников ЮЛ., Волыхин А.М., Брагин В Д. и др. О первых результатах режимных малоуглубинных электрометрических наблюдений на Фрунзенском прогностическом полигоне // Там же. С. 107—116.
54. Соболев ГЛ., Морозов В.Н. Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970. С. 110—121.
55. Соболев ГЛ. Перспективы оперативного прогноза землетрясений по электротеллурическим наблюдениям // Предвестники землетрясений. 1973. Я® 5498. С. 172—185.
56. Соболев ГЛ., Демин В.М. Кинетика электромагнитного и акустического излучений как предвестник неустойчивости контактов блоков // ДАН СССР. 1988. Т. 303. № 4. С-834-837.
57. Авагимов АЛ. Динамика электромагнитных процессов и Копетдагском сейсмоактивном регионе. Автореф. дне. д-ра физ.-мат. наук. М.: 1991. 52 с.
58. Изучение типовых характеристик и взаимосвязи предвестников различной природы для геологотектонических условий Сибири и Дальнего

- Востока СССР: Отчет Объед. ин-та геологии, геофизики и минералогии СО АН СССР. Новосибирск. 1991. 110 с.
59. Воробьев АЛ. Равновесие и преобразование видов энергии в недрах. Томск: Изд-во Том. ун-та. 1980. 211 с.
60. Мавлянов ГЛ., Уломов В.И., Абдуллабеков КЛ., Хусамиддинов С.С. Исследования вариаций параметров естественных электромагнитных полей в целях прогноза землетрясений // Узб, геол. журн. 1979. № 5.11 с.
61. Садовский М.А., Соболев Г.А., Мигунов Н.И. Изменение естественного излучения радиоволн при сильном землетрясении в Карпатах // ДАН СССР. 1979. Т. 244. №2. С. 60-63.
62. Мигунов Н.И., Соболев ГЛ., Хромов А.А. Естественное электромагнитное излучение в сейсмоактивных районах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 7. С. 55—63.
63. Roeloffs E.A. Hydrologic precursors: A critical review // Pageoph. 1988 Vol. 126. №2/4 P.177-210.
64. Rice J.R. Cleary J. Some basic stress –diffusion solutions for fluid –saturated elastic porous media with compressible constituents // Rev.Geophysics and Space Physics. 1976. Vol.14. P.227-241.

65. Bredehoft J.D. Response of well-aquifer system to earth tides // J.Geophys.Res. 1967.Vol. 72 N. 12. P.3075-3087.
66. Oki Y., Hiraga S., Groundwater level monitoring for prediction of earthquakes // Physical and observational basis for intermediate –term earthquake prediction: Open file rep. USGS. Menlo Park (Calif.), 1987. P. 194-240.
67. Курбанов М.К., Лыков В.И., Мячкин В.И. Физико-тектонические процессы и опыт прогнозирования землетрясений в Ашхабадском сейсмоактивном районе // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 7—13.
68. Мавлянов ГЛ., Уломов В.И. Поиски предвестников землетрясений в Узбекистане // Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976. С. 25—
69. Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction: a physical basis. Science, 181, 803 (1973).
70. Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука. 1985. 286 с.
71. Hiroshi W. Igarashi G. Notsu K. An anomalous radon decrease in groundwater prior to an 6.0 earthquake: A possible precursor? // Geophysics. Res. Lett. 1991. Vol. 18. N.4 P.629-638.

72. Zuhuang C., Huixin S., Zhang Wei et al. Some applications of fluid-geochemical methods of earthquake prediction in China // A coll. Of pap.of intern. Symp.on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing.Seismol. press. 1984. P.867.
73. Рикитакэ Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с. .
74. Зубков СЛ. Времена возникновения предвестников землетрясений//АН Физика Земли. 1987, .5. С. 87—91.
75. Shimazaki K., Nakata T., Time-predictible recurrence model for large earthquakes// Geop.Res Lett. 1980. Vol. 7. N.4P.279-282.
76. Wyss M., Burford R.O. Occurance of a predicted earthquake on the San Andreasfault. Nature. 1987.Vol. 329. № 6137. P. 323-325.
77. Соболев Г.А., Завьялов АД. Локализация сейсмичности перед Усть-Камчатским землетрясением 15 декабря 1971 г. //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 4. С. 17— 24.
78. Ma Zonglin, Fu Zhengxiang, Zhang Yingzhen et al. Earthquake prediction. B. Etc. Seismol.press. Springer, 1989.332 p.

79. Султанходжаев А.Н., Зиган Ф.Г., Умарходжаева И.Г. Некоторые особенности вариаций газов, растворенных в подземных водах, в связи с проявлением сейсмической активности // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука. 1985. С. 41—48.
80. Гидродинамические предвестники землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР. 1984. 212 с.
81. Мамедов А.Л., Новрузов А.Г., Перспективность применения результатов нано исследований в геодинамике. BDU-nun 90 illik yubileyinə həsr olunmuş “Azərbaycanın faydalı qazıntıları” mövzulu konfransı, Bakı, 2009, s.50.
82. Мамедов А.Л., и др. Связь различных моделей землетрясений с аномалиями геофизических полей. “Azərbaycanın geologiyası” mövzulu Respublika elmi konfransı, Bakı, 2010, s.85-87.

## Mündəricat

Giriş.....	2
I Fəsil. Zəlzələnin əsas xarakteristikaları.....	4
1.2 Zəlzələlərin gücünün qiymətləndirilməsi.....	4
1.2. Zəlzələ ocağı.....	14
II Fəsil. Zəlzələlərin hazırlanma dövrünü əks etdirən modellər.....	20
2.1. Dilatant - diffuzlu model.....	21
2.2.Selli-qeyri-dayanıqlı çatəmələgəlmə modeli.....	25
2.3.Konsolidasiya modeli.....	32
2.4.Qeyri-dayanıqlı sürüşmə modeli.....	36
2.5 Faza çevrilməsi modeli.....	42
III Fəsil. Zəlzələlərin xəbərvericiləri.....	48
3.1. Geodinamik xəbərvericilər.....	48
3.1.1. Seysmik dəliklər.....	50
3.1.2. Seysmik sükut.....	51
3.1.3. Həlqəvari aktivlik.....	58
3.1.4. Zəlzələ ocaqlarının miqrasiyası. ....	59
3.1.5. Silsilə zəlzələləri.....	66
3.1.6. Seysmoaktiv qırılmaların konsentrasiya kriterisi.....	70
3.1.7. Seysmikliyin lokallaşması.....	73
3.1.8. Forşoklar.....	77
3.1.9.Seysmik rejimin fazaları.....	81
3.2. Qeyri-ənənəvi xəbərvericilər.....	85
3.2.1. Deformasiya və Yer səthinin mailliyi.....	85
3.2. 2. Seysmik dalğaların sürətinin dəyişməsi.....	91
3.2.3.Elektromaqnit sahələr.....	91
3.2.4. Hidrogeodinamik (HGD) xəbərvericilər.....	99
3.2.5.Geokimyəvi xəbərvericilər.....	111
3.3 Xəbərvericilərin özünü büruzə vermə qanunauyğunluqları.....	117
IV Fəsil. Zəlzələ proqnozunun bəzi üsulları	

və strategiyası.....	124
4.1.Zəlzələ proqnozunun bəzi üsulları.....	124
4.2.Baş verəcək zəlzələnin proqnozu qərarının bəzi aspektləri.....	134
Ədəbiyyat.....	137